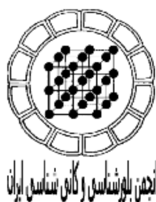
مجله بلورشناسی و کانی شناسی ایران

مقاله پژوهشی

سال بیست و هشتم، شمارهٔ سوم، پاییز ۹۹، از صفحهٔ ۷۷۱ تا ۷۸۸



نقش منطقه‌بندی بلورهای فلدسپار در تفسیر دگرگونی ماگمایی توده گرانیتوئیدی گوشه (جنوب شرق بروجرد)

سیده اسما موسوی[۱]، زهرا طهماسبی*[۱]، فاطمه سرجوقیان[۲]، احمد احمدی خلجی[۱]، معصومه زارع شولی[۱]

۱- گروه زمین شناسی، دانشکده علوم پایه، دانشگاه لرستان

۲- گروه علوم زمین، دانشکده علوم پایه، دانشگاه کردستان

(دریافت مقاله: ۹۸/۹/۳، نسخه نهایی: ۹۸/۱۱/۲۶)

چکیده: توده گرانیتوئیدی گوشه در جنوب شرق بروجرد دارای ترکیب گرانیت، گرانودیوریت و برونبوم‌های ریزدانه‌ای با ترکیب گرانودیوریت تا کوارتزمونزودیوریت است. حضور این برونبوم‌ها به همراه شواهدی از بافت‌های غیرتعادلی چون لبه انحلالی و منطقه‌بندی در پلاژیوکلازها، بافت غربالی، لخته‌های مافیک، بیوتیت تیغه‌ای، بافت خال‌خال فلدسپار قلیایی و آپاتیت سوزنی نشان دهنده شرایط ناپایدار و غیرتعادلی در محیط تبلور بوده که به احتمال بسیار در اثر صعود سریع ماگما و یا فرآیند آمیختگی ماگما ایجاد شده است. بلورهای فلدسپار قلیایی و پلاژیوکلاز در سنگ‌های نفوذی گوشه از دید ترکیب و بافتی ساختار منطقه‌ای نشان می‌دهند. ترکیب شیمیایی پلاژیوکلازها در سنگ‌های گرانیتوئیدی در گستره میان اوایل آلبیت (An: 2) در لبه تا اوایل آندزین (An: 33) در مرکز و ترکیب پلاژیوکلاز برونبوم‌ها در گستره به نسبت گسترده‌تری از اوایل الیگوکلاز (An: 11) تا اواسط آندزین (An: 36) تغییر می‌کند. ترکیب فلدسپار قلیایی در سنگ‌های گرانیتوئیدی با درصد ارتوکلاز 97 - 94 = Or و در برونبوم‌ها با 96 - 69 = Or مشخص شده است. فراوانی عناصر کمیاب Fe ، Sr، Ba و Mg در فلدسپارها، الگوی نوسانی نشان می‌دهند. الگوی نوسانی عناصر اصلی و کمیاب از مرکز به لبه در بلور فلدسپار به نقش مؤثر پدیده آمیختگی ماگمایی در شکل‌گیری توده گرانیتوئیدی گوشه اشاره دارد.

واژه‌های کلیدی: *فلدسپار؛ منطقه‌بندی؛ آمیختگی ماگمایی؛ گوشه؛ بروجرد.*

مقدمه

آمیختگی ماگمایی به عنوان فرآیند مهمی در تغییر ترکیب شیمیایی ماگما و تشکیل ماگماهای گرانیتوئیدی و آندزیتی توسط پژوهشگران مختلف بررسی شده است [۱-۱۱]. هنگام تشکیل یک ماگمای اولیه در اثر ذوب بخشی گوشته یا بخش پایینی پوسته، طی صعود و تا سرد شدن کامل دستخوش تغییرات بسیاری می شود که مهمترین آن تبلور جزء به جزء، آمیختگی ماگمایی و آلایش پوسته‌ای است. آمیختگی ماگمایی ممکن است در حد اولیه و به شکل آمیختگی فیزیکی باشد یا شاید تا حد آمیختگی شیمیایی و تشکیل یک ماگمای همگن دورگه پیش رود. شناسایی فرآیندهای مختلف چون تغییر شرایط فیزیکی ماگما یا رخداد آمیختگی در اتاق ماگمایی با توجه به بافت و ترکیب کانی ها به ویژه پلاژیوکلاز در پژوهش‌های گوناگون مورد توجه قرار گرفته است [۱۲، ۱۳]. تغییر ترکیب پلاژیوکلاز طی رشد و ایجاد انواع منطقه‌بندی در آن، همراه شکل‌گیری بافت‌هایی چون انواع بافت‌های واجذبی، معرف فرآیندهایی هستند که در اثر تبادل انرژی و ماده در مخزن و بین مخزن ماگمایی و محیط در بردارنده آن رخ می‌دهند [۱۴،۱۵]. فرآیندهای فیزیکی چون تغییر دما [۱۶]، فشار سنگ‌ایستایی [۱۷] و فشار بخار آب در فضای ماگما [۱۸] افزون بر فرآیندهای شیمیایی مانند آمیختگی [۱۹] که شیمی ماگما را تغییر می‌دهند می‌توانند نقش تعیین کننده‌ای در

*نویسنده مسئول، تلفن: ۰۶۶۳۳۱۲۰۶۱۱، نمابر: ۰۶۶۳۳۱۲۰۶۱۸، پست الکترونیکی: tahmasebi.z@lu.ac.ir

[DOR: 20.1001.1.17263689.1399.28.3.18.2]

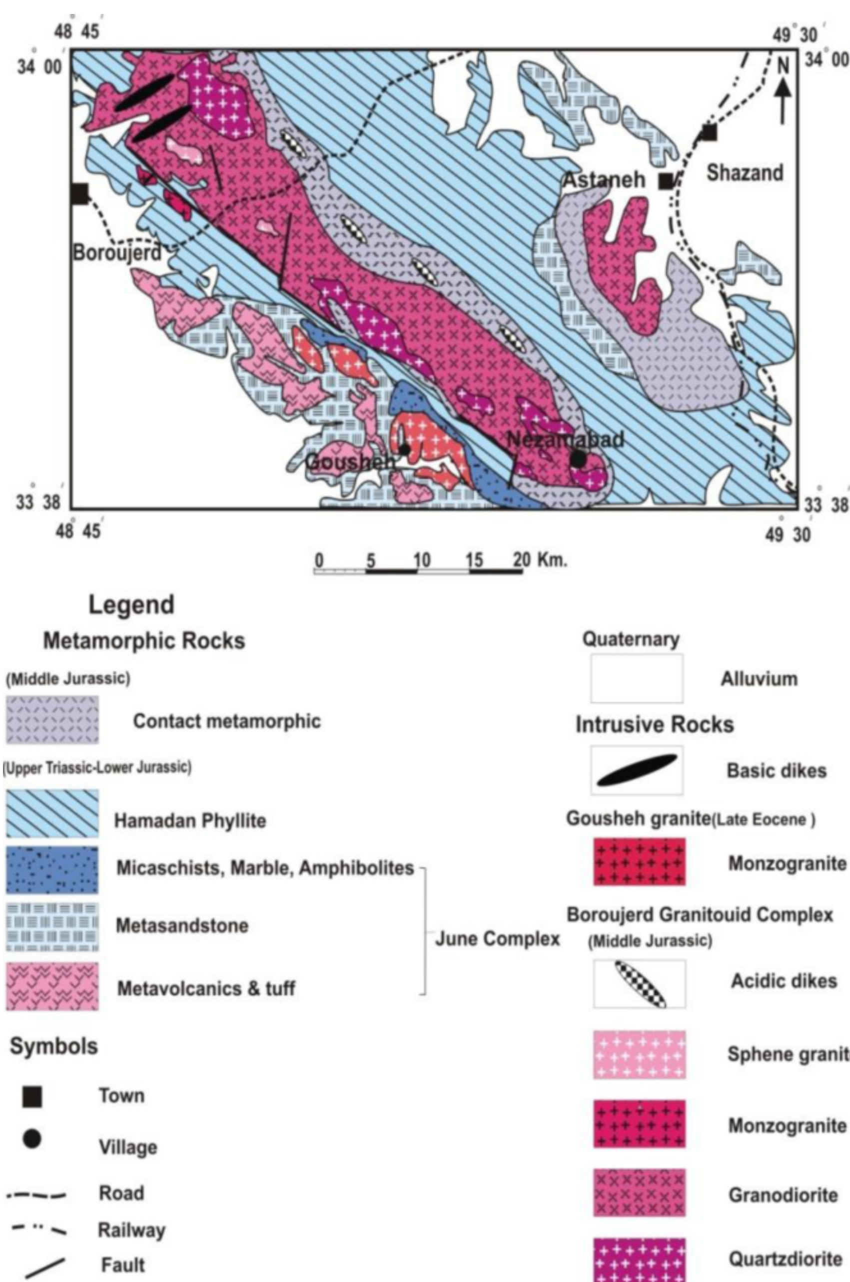
[DOI: 10.29252/ijcm.28.3.771]

ترکیب پلاژیوکلازها داشته باشند.

توده گرانیتوئیدی گوشه در قسمت جنوبی مجموعه گرانیتوئیدی بروجرد در پهنه سنندج- سیرجان قرار دارد. مجموعه گرانیتوئیدی بروجرد و هاله دگرگونی آن پیشتر توسط پژوهشگران مختلف [۲۰-۲۷] از جنبه‌های مختلف زمین-شناسی بررسی شده است. در بررسی توده گرانیتوئیدی گوشه، به شواهد صحرایی و سنگ‌شناسی آمیختگی ماگمایی اشاره شده است. همچنین از آنجا که الگوی منطقه‌بندی در پلاژیوکلاز دربردارنده اطلاعات مهمی پیرامون فرآیندهای ماگمایی است، در این پژوهش الگوی منطقه بندی و چگونگی پراکندگی عناصر اصلی و کمیاب از مرکز به لبه بلورهای پلاژیوکلاز موجود در توده گرانیتوئیدی گوشه و فرآیندهای مؤثر در تشکیل ماگمای سازنده این بلورها بررسی شد.

زمین شناسی منطقه مورد بررسی

منطقه‌ی مورد بررسی در بخش شمالی پهنه سنندج- سیرجان و در جنوب شرق بروجرد قرار دارد (شکل ۱).



شکل ۱ نقشه زمین‌شناسی منطقه مورد بررسی برگرفته از مرجع [۲۰] با اندکی تغییرات.

با وجود زمین‌ساخت شدید و پیچیدگی‌های ناشی از آن در زمین‌شناسی منطقه، می‌توان ردیفی از سنگ‌ها را تشخیص داد، به طوری که قدیمی‌ترین نهشته‌های موجود در این منطقه وابسته به تریاس و شامل سنگ‌های آتشفشانی دگرگون شده با درون لایه‌هایی از مرمرهای نازک تا ضخیم‌لایه بوده [۲۲] و جدیدترین نهشته‌ها آبرفت‌های عهد حاضر هستند. در این منطقه، مجموعه‌ی دگرگونی ناحیه‌ای با طیفی از شرایط رخساره شیست سبز و بیشتر شامل اسلیت و فیلیت با تنوع بافتی و کانی‌شناسی ناچیز دیده می‌شود که طی نفوذ توده‌های گرانیتوئیدی یک مجموعه‌ی دگرگونی مجاورتی شکل گرفته است [۲۴، ۲۸]. دگرگونی مجاورتی با سری شیست‌های لکه‌دار در پهنه‌های درجه پایین شروع شده و با سری‌های دگرگونی هورنفلس‌ها و میگماتیت‌ها پایان می‌یابد. در بخش جنوبی توده به دلیلی گسله بودن، دگرگونی مجاورتی کمتر دیده می‌شود و تنها نوار باریکی از شیست‌های کردیریت‌دار یا کردیریت هورنفلس پایان یافته با اسلیت و فیلیت وجود دارد، ولی در بخش‌های شمالی توده، بیشتر هورنفلس‌ها و میگماتیت‌های تزریقی دیده می‌شوند [۲۹، ۳۰]. مهم‌ترین رخداد زمین‌شناسی در این منطقه پیدایش مجموعه گرانیتوئیدی بروجرد در زمان ژوراسیک میانی (۱۷۰ میلیون سال پیش) و توده گرانیتوئیدی گوشه در زمان ائوسن پایانی (۳۵ میلیون سال پیش) است [۲۴]. توده گرانیتوئیدی گوشه در جنوب شرق بروجرد از توده‌های مهم منطقه است و از نظر سنگ‌شناسی، طیفی از گرانیت و گرانودیوریت را شامل می‌شود. واحدهای مختلف سنگ‌شناسی توده‌ی گرانیتوئیدی مورد بررسی دربردارنده برونبوم‌های ریزدانه‌ای با ترکیب گرانودیوریت تا کوارتزمونزودیوریت هستند. این توده توسط دایک‌های اسیدی (پگماتیت‌ها و آپلیت‌ها) قطع شده است.

روش بررسی

پس از بازدیدهای صحرایی در منطقه مورد نظر و نمونه برداری از سنگ‌های گرانیتوئیدی برای مطالعه سنگ‌نگاری، ۵۵ مقطع نازک میکروسکوپی تهیه و در دانشگاه لرستان با میکروسکوپ قطبشی بررسی شدند. سپس برای بررسی رفتار زمین‌شیمیایی عناصر در ساختار کانی‌های فلدسپار، تعداد ۹ مقطع نازک-صیقلی تهیه شد که فلدسپارهای موجود در آنها در آزمایشگاه انجمن علوم چین با ریزپردازشگر الکترونی JEOL مدل JXA-8800R با ولتاژ شتاب دهنده ۱۵ کیلوولت، شدت جریان ۱۵ نانوآمپر و زمان شمارش ۴۰ ثانیه تجزیه شدند.

بررسی‌های صحرایی و سنگ‌نگاری

توده گرانیتوئیدی گوشه به صورت توده کوچک، مجزا و کم و بیش مدور در جنوب شرق توده اصلی بروجرد برونزد دارد (شکل ۱). بر اساس بررسی‌های سنگ‌نگاری، توده نفوذی گوشه دارای ترکیب مونزوگرانیت و گرانودیوریت است. با توجه به بررسی‌های صحرایی، مرز بین گرانودیوریت‌ها و گرانیت‌ها آشکار نبوده و تشخیص و تفکیک آن‌ها از هم در صحرا مشکل است و توسط رگه‌های اسیدی (آپلیت و پگماتیت) قطع می‌شوند. این توده گرانیتوئیدی میزبان برونبوم‌های ریزدانه‌ای با ترکیب گرانودیوریت، کوارتزدیوریت و کوارتزمونزودیوریت است (شکل ۲ الف).

واحدگرانودیوریت: این واحد بخش عمده توده‌ی نفوذی موجود در منطقه را تشکیل می‌دهد. این سنگ‌ها در نمونه‌ی دستی بیشتر دانه‌متوسط تا دانه‌درشت هستند و اغلب به رنگ خاکستری دیده می‌شوند. آنها ترکیب کانی‌شناسی همگنی از کانی‌های کوارتز (۴۰-۲۰درصد)، پلاژیوکلاز (۵۵- ۲۵درصد)، بیوتیت (۲۵- ۱۵ درصد) و فلدسپار قلیایی (۱۵-۵ درصد) دارند. کانی‌های فرعی این سنگ‌ها شامل آپاتیت، زیرکن و آلانیت است و یک جهت یافتگی ضعیف ناشی از جهت‌یافتگی کانی‌ها به ویژه بیوتیت در آن‌ها دیده می‌شود (شکل ۲ ب).

واحد مونزوگرانیت: مونزوگرانیت‌ها در نمونه‌ی دستی روشن‌تر از توده‌ی اصلی هستند و مقدار بیوتیت در این سنگ‌ها کمتر است. کانی‌های اصلی تشکیل دهنده‌ی آنها شامل بیوتیت (۱۰-۵ درصد)، پلاژیوکلاز (۴۵-۲۰ درصد)، کوارتز (۳۵-۳۰ درصد) و فلدسپار قلیایی (۲۵-۱۵درصد) هستند. از ویژگی‌های بارز این سنگ‌ها وجود فلدسپار پرتیتی است که ترکیب سنگ را به سمت مونزوگرانیت سوق می‌دهد. بافت غالب این سنگ‌ها دانه-ای تا پورفیری است ولی گاهی بافت خال‌خال نیز به چشم می‌خورد. پلاژیوکلازها ماکل چندریخت و منطقه‌بندی دارند و بیشتر در لبه‌ها دستخوش خوردگی و انحلال شده‌اند (شکل ۲ پ). بررسی مقاطع میکروسکوپی نشان می‌دهد که ارتوکلازها اغلب پرتیتی هستند (شکل ۲ ت). بیوتیت کانی مافیک (تیره رنگ) غالب در سنگ‌های گرانیتوئیدی منطقه است که با جهت‌یافتگی ضعیف یا بدون جهت‌یافتگی به رنگ قهوه‌ای دیده می‌شود و در برخی مقاطع، توسط کلریت جانشین شده است.

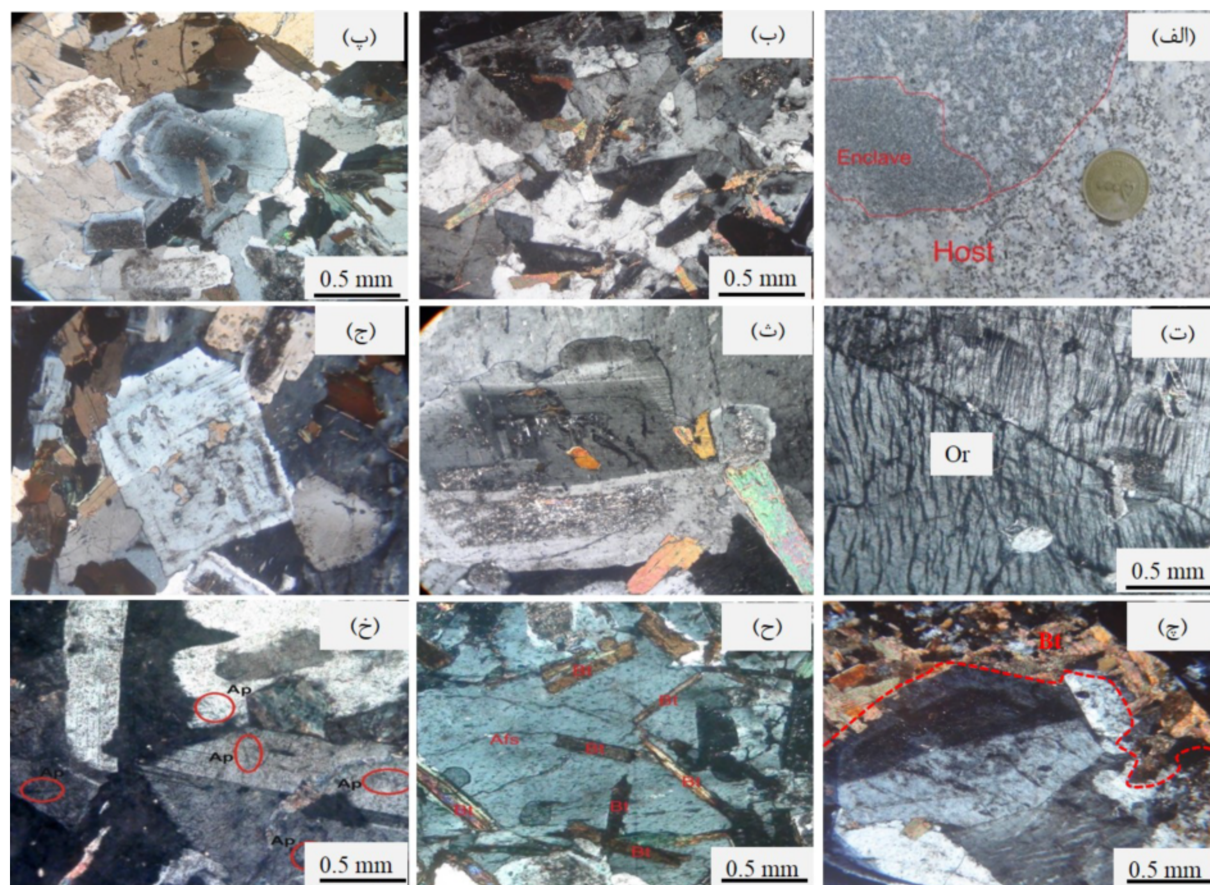
توده گرانیتوئیدی گوشه میزبان برونبوم‌های ریزدانه‌ای با ترکیب گرانودیوریت، کوارتزدیوریت و کوارتزمونزودیوریت است. این برونبوم‌ها دانه‌ریز با بافت ریزدانه‌ای هستند و اندازه بلورها از

[DOR: 20.1001.1.17263689.1399.28.3.18.2]
[DOI: 10.29252/ijcm.28.3.771]

[DOR: 20.1001.1.17263689.1399.28.3.18.2]
[DOI: 10.29252/ijcm.28.3.771]

مرکز به سمت لبه کوچک‌تر می‌شود. آنها از نظر کانی‌های سازنده، مشابه میزبان بوده ولی از نظر درصد حجمی کانی‌ها (مودال) متفاوت هستند. برونبوم‌ها دربردارنده پلاژیوکلاز و کانی‌های مافیک (بیوتیت) بسیاری بوده در حالی که گرانیتوئیدهای میزبان دارای مقادیر کمتری از این کانی هستند و در عوض، کوارتز و پتاسیم فلدسپار بیشتری دارند. پلاژیوکلازها به دو صورت در برونبوم‌ها دیده می‌شوند. پلاژیوکلازهای کوچک با ماکل چندریخت اغلب زمینه دانه ریز سنگ را می‌سازند، در حالی که درشت بلورهای پلاژیوکلاز با اختلاف اندازه قابل‌توجه ماکل چندریخت را نشان می‌دهند.

در نتایج سنگ‌نگاری سنگ‌های بخش‌های مورد بررسی، شواهدی از نبود تعادل بافتی و کانی‌شناسی دیده شد (شکل ۲). پلاژیوکلازها دارای منطقه بندی عادی و یا نوسانی هستند و از کناره‌ها خورده شده و انحلال یافته‌اند. در برخی مقاطع، بلورهای پلاژیوکلاز سریسیتی و سوسوریتی شده‌اند و بافت غربالی با لبه انحلالی دارند (شکل ۲ ث). ارتوکلازها بیشتر در زمینه هستند و گاه به صورت درشت بلور حضور دارند. این درشت‌بلورها به صورت گرد شده و انحلال یافته در قسمت لبه-ای برونبوم وجود دارند و دربردارنده میانبارهایی از کانی‌های پلاژیوکلاز، بیوتیت و کانی‌های فرعی دیگر هستند. بیوتیت‌ها به صورت تیغه‌ای (شکل ۲ ح) و گاهی لخته‌هایی همراه با اسفن و کانی‌های کدر حضور دارند (شکل ۲ چ). آپاتیت بصورت سوزنی در پلاژیوکلازها دیده می‌شود (شکل ۲ خ). کوارتز در بیشتر برونبوم‌ها به صورت بی‌شکل فضای بین کانی‌های دیگر را پر می‌کند. از کانی‌های فرعی برونبوم‌ها می‌توان به آپاتیت، اسفن و زیرکن اشاره کرد.

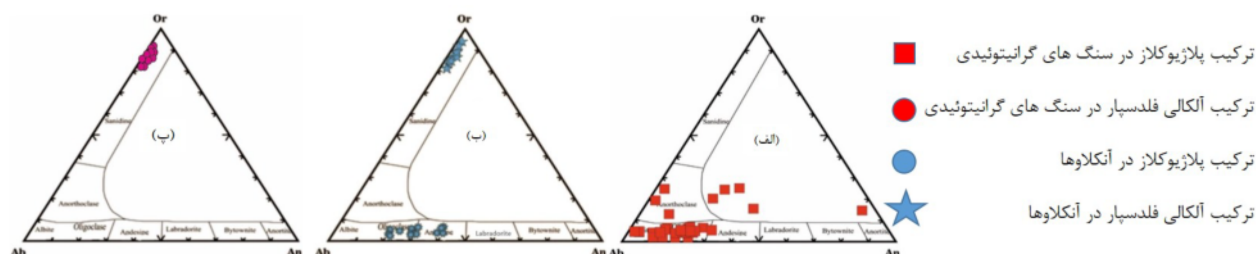


شکل ۲ تصاویر صحرایی و میکروسکوپی از توده گرانیتوئیدی گوشه: الف) برونبوم‌های ریزدانه‌ای بیضوی شکل و زاویه‌دار، ب) کانی های موجود در واحد گرانودیوریتی، پ) منطقه بندی، انحلال و خورده شدگی پلاژیوکلاز در واحد مونزوگرانیتی (در نور قطبیده متقاطع، XPL)، ت) بافت پرتیت در ارتوز (در نور XPL)، ث) لبه انحلالی در پلاژیوکلاز (در نور XPL)، ج) میانبار کانی‌های بیوتیت، کوارتز و پلاژیوکلاز در فلدسپارهای قلیایی (پرتیت) و تشکیل بافت خال‌خال (در نور XPL)، چ) انباشت لخته‌های مافیک بیوتیت و کانی‌های کدر (در نور XPL)، ح) بیوتیت‌های تیغه‌ای در درشت بلور فلدسپار (در نور XPL) و خ) آپاتیت های سوزنی در پلاژیوکلازها (در نور XPL). نشانه‌های اختصاری کانی‌ها (Ap: آپاتیت، Qtz: کوارتز، Afs: فلدسپار قلیایی، Bt: بیوتیت و Or: ارتوکلاز) برگرفته از مرجع [۳۱] است.

[DOR: 20.1001.1.17263689.1399.28.3.18.2]
[DOI: 10.29252/ijcm.28.3.771]

شیمی کانی فلدسپار

بر پایه نمودارهای سه تایی ارتوکلاز، آلبیت و آنورتیت (Or، Ab و An)، ترکیب پلاژیوکلازها در سنگ‌های گرانیتوئیدی در گستره ترکیبی میان اوایل آلبیت (An: 2) در لبه تا اوایل آندزین (An: 33) در مرکز تغییر می‌کند (شکل ۳ الف). نتایج تجزیه‌های نقطه‌ای از مرکز به لبه (جدول ۱) نشان می‌دهد که پلاژیوکلازهای مورد بررسی پهنه بندی عادی و یا نوسانی دارند.



شکل ۳ ترکیب فلدسپارهای مورد بررسی بر نمودار آنورتیت- ارتوکلاز- آلبیت (An - Or -Ab): الف) رده بندی ترکیب پلاژیوکلازها در سنگ‌های گرانیتوئیدی که در گستره ترکیبی میان اوایل آلبیت (An: 2) در لبه تا اوایل آندزین (An: 33) در مرکز تغییر می‌کند، ب) ترکیب پلاژیوکلاز برونبوم‌ها در گستره به نسبت گستره‌ای از اوایل الیگوکلاز (An: 11) تا اواسط آندزین (An: 36) و ترکیب فلدسپار قلیایی در برونبوم با Or = 94 - 97 و پ) ترکیب فلدسپار قلیایی در سنگ‌های گرانیتوئیدی با Or = 69 - 96.

جدول ۱ نتایج تجزیه ریزپردازشی فلدسپارها در برونبوم‌ها و سنگ‌های گرانیتوئیدی گوشه. تعداد کاتیون‌ها برای فلدسپار بر اساس ۸ اتم اکسیژن محاسبه شده است.

نمونه	A 2-1	A 2-1 2	A 2-1 3	A 2-1	A 2-14	A 2-15	A 2-16	Agh 2-1	Agh 2-12	Agh 2-13	Agh 2-14	Agh 2-15
Na_2O	۰٫۴۵	۰٫۴۴	۰٫۵۰	۰٫۳۴	۰٫۵۹	۰٫۴۶	۰٫۵۶	۱۱٫۳۱	۷٫۳۲	۰٫۱۵	۷٫۳۶	۰٫۰۵
SiO_2	۶۴٫۲۶	۶۴٫۶۹	۶۴٫۳۴	۶۳٫۹۵	۶۳٫۷۹	۶۴٫۱۶	۶۴٫۱۳	۶۷٫۴۱	۵۶٫۷۴	۹۹٫۰۱	۶۱٫۰۳	۹۷٫۷۸
BaO	۰٫۱۷	۰٫۲۰	۰٫۱۸	۰٫۲۸	۰٫۱۵	۰٫۱۴	۰٫۱۵	۰٫۰۰	۰٫۰۰	۰٫۰۰	۰٫۰۳	۰٫۰۱
K_2O	۱۵٫۳۳	۱۵٫۴۳	۱۵٫۴۸	۱۵٫۲۰	۱۵٫۱۷	۱۵٫۲۰	۱۵٫۲۸	۰٫۵۳	۲٫۸۴	۰٫۰۳	۳٫۷۶	۰٫۰۴
MgO	۰٫۰۴	۰٫۰۱	۰٫۰۱	۰٫۰۰	۰٫۰۱	۰٫۰۱	۰٫۰۰	۰٫۴۲	۰٫۰۷	۰٫۰۰	۰٫۱۴	۰٫۰۰
SrO	۰٫۰۰	۰٫۰۰	۰٫۰۰	۰٫۰۰	۰٫۰۰	۰٫۰۵	۰٫۰۰	۰٫۰۰	۰٫۰۲	۰٫۰۴	۰٫۰۲	۰٫۰۲
MnO	۰٫۰۱	۰٫۰۰	۰٫۰۰	۰٫۰۰	۰٫۰۱	۰٫۰۰	۰٫۰۱	۰٫۰۴	۰٫۰۳	۰٫۰۲	۰٫۰۲	۰٫۰۰
CaO	۰٫۰۸	۰٫۰۲	۰٫۰۷	۰٫۰۴	۰٫۰۲	۰٫۰۱	۰٫۰۱	۰٫۷۵	۰٫۲۹	۰٫۰۳	۰٫۲۴	۰٫۰۳
Al_2O_3	۱۸٫۰۰	۱۸٫۰۴	۱۸٫۱۰	۱۷٫۵۸	۱۷٫۸۶	۱۷٫۸۸	۱۷٫۷۹	۲۰٫۲۷	۲۲٫۳۲	۰٫۲۱	۲۴٫۸۹	۰٫۰۳
FeO	۰٫۲۸	۰٫۱۰	۰٫۰۶	۰٫۰۱	۰٫۰۵	۰٫۰۵	۰٫۰۱	۱٫۳۲	۰٫۳۳	۰٫۰۰	۰٫۳۷	۰٫۰۰
TiO_2	۰٫۰۶	۰٫۰۴	۰٫۰۱	۰٫۰۴	۰٫۰۳	۰٫۰۲	۰٫۰۰	۰٫۰۱	۰٫۰۵	۰٫۰۱	۰٫۰۰	۰٫۰۲
مجموع	۹۸٫۶۸	۹۸٫۹۶	۹۸٫۷۳	۹۷٫۴۳	۹۷٫۶۷	۹۷٫۹۷	۹۷٫۹۳	۱۰۲٫۰۵	۹۰٫۰۱	۹۹٫۵۰	۹۷٫۸۴	۹۷٫۹۷
Na	۰٫۱۲	۰٫۱۲	۰٫۱۴	۰٫۰۹	۰٫۱۶	۰٫۱۳	۰٫۱۵	۲٫۸۵	۲٫۰۹	۰٫۰۴	۱٫۹۴	۰٫۰۱
Si	۹٫۰۱	۹٫۰۴	۹٫۰۲	۹٫۰۷	۹٫۰۳	۹٫۰۴	۹٫۰۵	۸٫۷۷	۸٫۳۷	۱۱٫۹۶	۸٫۳۰	۱۱٫۹۹
Ba	۰٫۰۱	۰٫۰۱	۰٫۰۱	۰٫۰۲	۰٫۰۱	۰٫۰۱	۰٫۰۱	۰٫۰۰	۰٫۰۰	۰٫۰۰	۰٫۰۰۱۵	۰٫۰۰۰۵
K	۲٫۷۴	۲٫۷۵	۲٫۷۷	۲٫۷۵	۲٫۷۴	۲٫۷۳	۲٫۷۵	۰٫۰۹	۰٫۵۴	۰٫۰۰	۰٫۶۵	۰٫۰۱
Mg	۰٫۰۱	۰٫۰۰	۰٫۰۰	۰٫۰۰	۰٫۰۰	۰٫۰۰	۰٫۰۰	۰٫۰۸	۰٫۰۱	۰٫۰۰	۰٫۰۳	۰٫۰۰
Sr	۰٫۰۰	۰٫۰۰	۰٫۰۰	۰٫۰۰	۰٫۰۰۰۱	۰٫۰۰۴۳	۰٫۰۰	۰٫۰۰	۰٫۰۰۱۸	۰٫۰۰۲۶	۰٫۰۰۱۳	۰٫۰۰۱۱
Mn	۰٫۰۰	۰٫۰۰	۰٫۰۰	۰٫۰۰	۰٫۰۰	۰٫۰۰	۰٫۰۰	۰٫۰۰	۰٫۰۰	۰٫۰۰	۰٫۰۰	۰٫۰۰
Ca	۰٫۰۱	۰٫۰۰	۰٫۰۱	۰٫۰۱	۰٫۰۰	۰٫۰۰	۰٫۰۰	۰٫۱۰	۰٫۰۵	۰٫۰۰	۰٫۰۴	۰٫۰۰
Al	۲٫۹۸	۲٫۹۷	۲٫۹۹	۲٫۹۴	۲٫۹۸	۲٫۹۷	۲٫۹۶	۳٫۱۱	۳٫۸۸	۰٫۰۳	۳٫۹۹	۰٫۰۰
Fe	۰٫۰۳	۰٫۰۱	۰٫۰۱	۰٫۰۰	۰٫۰۱	۰٫۰۱	۰٫۰۰	۰٫۱۴	۰٫۰۴	۰٫۰۰	۰٫۰۴	۰٫۰۰
Ti	۰٫۰۱	۰٫۰۰	۰٫۰۰	۰٫۰۰	۰٫۰۰	۰٫۰۰	۰٫۰۰	۰٫۰۰	۰٫۰۱	۰٫۰۰	۰٫۰۰	۰٫۰۰
مجموع	۱۴٫۹۳	۱۴٫۹۱	۱۴٫۹۴	۱۴٫۸۸	۱۴٫۹۳	۱۴٫۹۰	۱۴٫۹۲	۱۵٫۱۵	۱۵٫۰۰	۱۲٫۰۴	۱۵٫۰۰	۱۲٫۰۲
An	۰٫۴۲	۰٫۰۹	۰٫۳۵	۰٫۱۹	۰٫۰۹	۰٫۰۴	۰٫۰۵	۳٫۴۳	۱٫۷۳	۹٫۵۸	۱٫۳۵	۱۶٫۶۱
Ab	۴٫۲۴	۴٫۱۸	۴٫۶	۳٫۳۲	۵٫۶۰	۴٫۴۲	۵٫۲۷	۹۳٫۶۹	۷۸٫۲۶	۸۰٫۳۹	۷۳٫۸۳	۵۷٫۹۶
Or	۹۵٫۳۳	۹۵٫۷۳	۹۴٫۹۹	۹۶٫۴۹	۹۴٫۳۱	۹۵٫۵۴	۹۴٫۶۸	۲٫۸۸	۲۰٫۰۱	۱۰٫۰۳	۲۴٫۸۲	۲۵٫۴۳

ادامه جدول ۱

نمونه	Agh 2-2	Agh 2-2 2	Agh 2-2	Agh 2-2 3	Agh 2-2 4	Agh 2-2 5	Agh 2-2 6	2-26 Agh	Agh 2-2	Agh 2-2	Agh 2-3	Mg 534-2
Na_2O	۰٫۶۲	۰٫۷۹	۰٫۵۱	۰٫۶۷	۹٫۶۱	۰٫۶۹	۰٫۹۷	۰٫۶۰	۳٫۱۸	۰٫۵۲	۰٫۰۱	۹٫۰۸
SiO_2	۶۴٫۴۲	۶۴٫۶۸	۶۳٫۹۵	۶۴٫۴۹	۶۷٫۳۶	۶۴٫۳۶	۶۲٫۷۱	۶۴٫۸۰	۶۵٫۹۱	۶۳٫۵۱	۹۸٫۸۰	۶۳٫۵۰
BaO	۰٫۰۹	۰٫۳۸	۰٫۵۸	۰٫۶۱	۰٫۱۷	۰٫۲۳	۰٫۱۷	۰٫۴۲	۰٫۳۲	۰٫۱۴	۰٫۰۲	۰٫۰۱
K_2O	۱۵٫۲۲	۱۴٫۸۱	۱۵٫۰۷	۱۵٫۰۴	۲٫۸۴	۱۵٫۱۶	۱۴٫۶۰	۱۵٫۲۱	۱۱٫۵۸	۱۵٫۰۸	۰٫۰۱	۰٫۳۵
MgO	۰٫۰۱	۰٫۰۳	۰٫۰۰	۰٫۰۰	۰٫۰۲	۰٫۰۰	۰٫۰۱	۰٫۰۱	۰٫۰۰	۰٫۰۰	۰٫۰۱	۰٫۰۰
SrO	۰٫۰۰	۰٫۰۰	۰٫۰۰	۰٫۰۰	۰٫۰۰	۰٫۰۰	۰٫۰۰	۰٫۰۰	۰٫۰۰	۰٫۰۰	۰٫۰۳	۰٫۰۳۶
MnO	۰٫۰۰	۰٫۰۳	۰٫۰۰	۰٫۰۱	۰٫۰۱	۰٫۰۲	۰٫۰۰	۰٫۰۰	۰٫۰۱	۰٫۰۰	۰٫۰۲	۰٫۰۰
CaO	۰٫۰۱	۰٫۰۳	۰٫۰۴	۰٫۰۲	۰٫۲۳	۰٫۰۴	۰٫۰۵	۰٫۰۶	۰٫۱۹	۰٫۰۰	۰٫۰۰	۴٫۲۰
Al_2O_3	۱۷٫۵۵	۱۷٫۸۱	۱۷٫۸۰	۱۷٫۶۶	۱۸٫۸۵	۱۷٫۶۰	۱۷٫۰۱	۱۷٫۸۴	۱۷٫۱۴	۱۷٫۲۷	۰٫۰۶	۲۲٫۲۵
FeO	۰٫۰۸	۰٫۰۹	۰٫۰۳	۰٫۰۷	۰٫۰۱	۰٫۰۸	۰٫۰۶	۰٫۰۶	۰٫۰۶	۰٫۰۷	۰٫۰۰	۰٫۰۷
TiO_2	۰٫۰۳	۰٫۰۲	۰٫۰۳	۰٫۰۴	۰٫۰۱	۰٫۰۱	۰٫۲۰	۰٫۰۵	۰٫۰۱	۰٫۰۱	۰٫۰۰	۰٫۰۱
مجموع	۹۸٫۰۳	۹۸٫۶۶	۹۸٫۰۰	۹۸٫۵۹	۹۹٫۱۱	۹۸٫۱۹	۹۵٫۷۷	۹۹٫۰۵	۹۸٫۳۹	۹۶٫۵۹	۹۸٫۹۵	۹۹٫۵۰
Na	۰٫۱۷	۰٫۲۲	۰٫۱۴	۰٫۱۸	۲٫۴۹	۰٫۱۹	۰٫۲۷	۰٫۱۶	۰٫۸۵	۰٫۱۴	۰٫۰۰	۲٫۳۵
Si	۹٫۰۸	۹٫۰۶	۹٫۰۴	۹٫۰۶	۹٫۰۰	۹٫۰۶	۹٫۰۵	۹٫۰۵	۹٫۱۴	۹٫۰۸	۱۱٫۹۹	۸٫۴۷
Ba	۰٫۰۰۴۷	۰٫۰۲۱	۰٫۰۳۱۸	۰٫۰۳۳۷	۰٫۰۰۹۱	۰٫۰۱۲۷	۰٫۰۰۹۵	۰٫۰۲۲۸	۰٫۰۱۷۱	۰٫۰۰۷۶	۰٫۰۰۰۹	۰٫۰۰۰۵
K	۲٫۷۴	۲٫۶۵	۲٫۷۲	۲٫۷۰	۰٫۴۸	۲٫۷۲	۲٫۶۹	۲٫۷۱	۲٫۰۵	۲٫۷۵	۰٫۰۰	۰٫۰۶
Mg	۰٫۰۰	۰٫۰۱	۰٫۰۰	۰٫۰۰	۰٫۰۰	۰٫۰۰	۰٫۰۰	۰٫۰۰	۰٫۰۰	۰٫۰۰	۰٫۰۰	۰٫۰۰
Sr	۰٫۰۰	۰٫۰۰	۰٫۰۰	۰٫۰۰	۰٫۰۰	۰٫۰۰	۰٫۰۰	۰٫۰۰	۰٫۰۰	۰٫۰۰	۰٫۰۰۲۲	۰٫۰۰۲۸
Mn	۰٫۰۰	۰٫۰۰	۰٫۰۰	۰٫۰۰	۰٫۰۰	۰٫۰۰	۰٫۰۰	۰٫۰۰	۰٫۰۰	۰٫۰۰	۰٫۰۰	۰٫۰۰
Ca	۰٫۰۰	۰٫۰۰	۰٫۰۱	۰٫۰۰	۰٫۰۳	۰٫۰۱	۰٫۰۱	۰٫۰۱	۰٫۰۳	۰٫۰۰	۰٫۰۰	۰٫۶۰
Al	۲٫۹۲	۲٫۹۴	۲٫۹۷	۲٫۹۲	۲٫۹۷	۲٫۹۲	۲٫۸۹	۲٫۹۴	۲٫۸۰	۲٫۹۱	۰٫۰۱	۳٫۵۰
Fe	۰٫۰۱	۰٫۰۱	۰٫۰۰	۰٫۰۱	۰٫۰۰	۰٫۰۱	۰٫۰۱	۰٫۰۱	۰٫۰۱	۰٫۰۱	۰٫۰۰	۰٫۰۱
Ti	۰٫۰۰	۰٫۰۰	۰٫۰۰	۰٫۰۰	۰٫۰۰	۰٫۰۰	۰٫۰۲	۰٫۰۱	۰٫۰۰	۰٫۰۰	۰٫۰۰	۰٫۰۰
مجموع	۱۴٫۹۲	۱۴٫۹۰	۱۴٫۹۰	۱۴٫۹۱	۱۵٫۰۰	۱۴٫۹۳	۱۴٫۹۶	۱۴٫۹۱	۱۴٫۹۰	۱۴٫۹۱	۱۲٫۰۱	۱۴٫۹۹
An	۰٫۰۶	۰٫۱۶	۰٫۲۲	۰٫۰۸	۱٫۱۰	۰٫۱۹	۰٫۲۸	۰٫۲۹	۰٫۹۶	۰٫۰۰	۰٫۰۰	۱۹٫۹۷
Ab	۵٫۷۸	۷٫۵۱	۴٫۸۴	۶٫۳۱	۸۲٫۸۰	۶٫۴۳	۹٫۱۲	۵٫۶۷	۲۹٫۱۴	۴٫۹۹	۶۶٫۱۵	۷۸٫۰۵
Or	۹۴٫۱۶	۹۲٫۳۳	۹۴٫۹۴	۹۳٫۶۱	۱۶٫۱۰	۹۳٫۳۸	۹۰٫۶۰	۹۴٫۰۴	۶۹٫۹۰	۹۵٫۰۱	۳۳٫۸۵	۱٫۹۷

ادامه جدول ۱

نمونه	Agh 2-32	Agh 2-33	Agh 2-3	Agh 2-34	Gosh 4-1	Gosh 4-1	Gosh 4-1 2	Gosh 4-13	Gosh 4-14	Gosh 4-2	Gosh 4-25	Mg 534-26
Na_2O	۰٫۰۰	۰٫۰۸	۰٫۰۲	۰٫۰۶	۸٫۰۲	۹٫۱۴	۰٫۱۰	۹٫۹۶	۱۰٫۰۰	۸٫۹۸	۸٫۹۲	۹٫۰۶
SiO_2	۹۹٫۹۰	۹۸٫۱۶	۹۸٫۹۱	۹۹٫۲۷	۶۱٫۷۸	۶۳٫۰۷	۹۹٫۱۲	۶۵٫۳۹	۶۵٫۴۹	۶۳٫۳۱	۶۳٫۱۰	۶۳٫۸۱
BaO	۰٫۰۰	۰٫۰۱	۰٫۰۰	۰٫۰۰	۰٫۰۴	۰٫۰۵	۰٫۰۵	۰٫۰۶	۰٫۰۰	۰٫۰۷	۰٫۰۸	۰٫۰۰
K2O	۰٫۰۱	۰٫۰۵	۰٫۰۲	۰٫۰۳	۰٫۵۲	۰٫۱۳	۰٫۰۰	۰٫۱۲	۰٫۳۸	۰٫۳۲	۰٫۲۳	۰٫۳۷
MgO	۰٫۰۰	۰٫۰۰	۰٫۰۱	۰٫۰۰	۰٫۰۰	۰٫۰۱	۰٫۰۰	۰٫۰۰	۰٫۰۰	۰٫۰۱	۰٫۰۰	۰٫۰۰
SrO	۰٫۰۵	۰٫۰۵	۰٫۰۶	۰٫۰۶	۰٫۰۷	۰٫۰۸	۰٫۰۴	۰٫۰۰	۰٫۰۶	۰٫۰۳	۰٫۰۷	۰٫۰۰
MnO	۰٫۰۰	۰٫۰۱	۰٫۰۰	۰٫۰۳	۰٫۰۱	۰٫۰۰	۰٫۰۰	۰٫۰۰	۰٫۰۱	۰٫۰۲	۰٫۰۱	۰٫۰۱
CaO	۰٫۰۳	۰٫۰۴	۰٫۰۲	۰٫۰۷	۵٫۸۸	۴٫۴۴	۰٫۰۵	۳٫۱۱	۲٫۷۸	۴٫۴۳	۴٫۳۸	۳٫۹۸
Al_2O_3	۰٫۰۰	۰٫۰۵	۰٫۰۰	۰٫۰۱	۲۴٫۰۵	۲۲٫۶۳	۰٫۱۴	۲۱٫۷۶	۲۱٫۲۹	۲۲٫۳۴	۲۲٫۱۲	۲۲٫۰۷
FeO	۰٫۰۲	۰٫۰۲	۰٫۰۲	۰٫۰۰	۰٫۰۸	۰٫۰۲	۰٫۰۰	۰٫۰۴	۰٫۰۷	۰٫۰۵	۰٫۲۲	۰٫۰۷
TiO_2	۰٫۰۰	۰٫۰۱	۰٫۰۱	۰٫۰۰	۰٫۰۰	۰٫۰۰	۰٫۰۲	۰٫۰۲	۰٫۰۴	۰٫۰۱	۰٫۰۴	۰٫۰۰
مجموع	۱۰۰٫۰۲	۹۸٫۴۷	۹۹٫۰۸	۹۹٫۵۲	۱۰۰٫۴۵	۹۹٫۵۷	۹۹٫۵۲	۱۰۰٫۴۶	۱۰۰٫۱۱	۹۹٫۵۷	۹۹٫۱۵	۹۹٫۳۸
Na	۰٫۰۰	۰٫۰۲	۰٫۰۱	۰٫۰۱	۲٫۰۷	۲٫۳۶	۰٫۰۲	۲٫۵۴	۲٫۵۶	۲٫۳۲	۲٫۳۲	۲٫۳۴
Si	۱۱٫۹۹	۱۱٫۹۸	۱۱٫۹۹	۱۱٫۹۹	۸٫۲۱	۸٫۴۱	۱۱٫۹۷	۸٫۶۰	۸٫۶۵	۸٫۴۵	۸٫۴۶	۸٫۵۱
Ba	۰٫۰۰	۰٫۰۰۰۵	۰٫۰۰	۰٫۰۰۰۱	۰٫۰۰	۰٫۰۰	۰٫۰۰	۰٫۰۰	۰٫۰۰	۰٫۰۰	۰٫۰۰	۰٫۰۰
K	۰٫۰۰	۰٫۰۱	۰٫۰۰	۰٫۰۱	۰٫۰۹	۰٫۰۲	۰٫۰۰	۰٫۰۲	۰٫۰۶	۰٫۰۵	۰٫۰۴	۰٫۰۶
Mg	۰٫۰۰	۰٫۰۰	۰٫۰۰	۰٫۰۰	۰٫۰۰	۰٫۰۰۲۲	۰٫۰۰	۰٫۰۰	۰٫۰۰	۰٫۰۰۱۲	۰٫۰۰۰۳	۰٫۰۰
Sr	۰٫۰۰۳۸	۰٫۰۰۳۶	۰٫۰۰۴۵	۰٫۰۰۳۹	۰٫۰۰۵۱	۰٫۰۰۶۲	۰٫۰۰۲۷	۰٫۰۰	۰٫۰۰۴۶	۰٫۰۰۱۹	۰٫۰۰۵۱	۰٫۰۰
Mn	۰٫۰۰	۰٫۰۰	۰٫۰۰	۰٫۰۰	۰٫۰۰	۰٫۰۰	۰٫۰۰	۰٫۰۰	۰٫۰۰	۰٫۰۰	۰٫۰۰	۰٫۰۰
Ca	۰٫۰۰	۰٫۰۰	۰٫۰۰	۰٫۰۱	۰٫۸۴	۰٫۶۳	۰٫۰۱	۰٫۴۴	۰٫۳۹	۰٫۶۳	۰٫۶۳	۰٫۵۷
Al	۰٫۰۰	۰٫۰۱	۰٫۰۰	۰٫۰۰	۳٫۷۷	۳٫۵۶	۰٫۰۲	۳٫۳۸	۳٫۳۱	۳٫۵۱	۳٫۴۹	۳٫۴۷
Fe	۰٫۰۰	۰٫۰۰	۰٫۰۰	۰٫۰۰	۰٫۰۱	۰٫۰۰	۰٫۰۰	۰٫۰۰	۰٫۰۱	۰٫۰۱	۰٫۰۲	۰٫۰۱
Ti	۰٫۰۰	۰٫۰۰	۰٫۰۰	۰٫۰۰	۰٫۰۰	۰٫۰۰	۰٫۰۰	۰٫۰۰	۰٫۰۰	۰٫۰۰	۰٫۰۰	۰٫۰۰
مجموع	۱۲٫۰۱	۱۲٫۰۳	۱۲٫۰۱	۱۲٫۰۲	۱۴٫۹۸	۱۵٫۰۰	۱۲٫۰۳	۱۴٫۹۹	۱۵٫۰۰	۱۴٫۹۹	۱۴٫۹۷	۱۴٫۹۶
An	۸۰٫۴۸	۱۵٫۵۲	۲۳٫۰۶	۳۳٫۰۵	۲۸٫۰۰	۲۱٫۰۱	۲۱٫۳۱	۱۴٫۶۳	۱۳٫۰۶	۲۱٫۰۱	۲۱٫۰۶	۱۹٫۱۳
Ab	۴٫۵۵	۶۰٫۸۶	۵۱٫۰۱	۴۷٫۸۴	۶۹٫۰۶	۷۸٫۲۸	۷۸٫۶۹	۸۴٫۷۰	۸۴٫۸۵	۷۷٫۱۶	۷۷٫۶۴	۷۸٫۷۸
Or	۱۴٫۹۷	۲۳٫۶۲	۲۵٫۹۳	۱۹٫۱۱	۲٫۹۴	۰٫۷۲	۰٫۰۰	۰٫۶۸	۲٫۰۹	۱٫۸۳	۱٫۳۰	۲٫۰۹

[DOR: 20.1001.1.17263689.1399.28.3.18.2]

[DOI: 10.29252/ijcm.28.3.771]

ادامه جدول ۱

نمونه	Gosh 4-26	Gosh 4-2	Gosh 4-22	Gosh 4-23	Gosh 4-2 4	Gosh 4-3	Gosh 4-35	Gosh 4-36	Gosh 4-3	Gosh 4-3	Gosh 4-32	Mg 534-25	Mg 534-2
Na_2O	۹/۱۲	۹/۰۸	۸/۷۰	۸/۸۸	۱۰/۲۴	۹/۵۸	۹/۹۷	۹/۷۰	۹/۸۲	۹/۶۳	۹/۶۴	۸/۲۸	۸/۹۰
SiO_2	۶۳/۲۶	۶۳/۴۹	۶۲/۵۴	۶۳/۲۰	۶۶/۹۸	۶۴/۳۵	۶۵/۲۲	۶۴/۷۴	۶۵/۱۳	۶۵/۱۶	۶۴/۸۶	۶۱/۷۷	۶۳/۷۵
BaO	۰/۰۰	۰/۰۰	۰/۰۰	۰/۰۰	۰/۰۱	۰/۰۴	۰/۰۰	۰/۰۰	۰/۰۱	۰/۰۰	۰/۰۰	۰/۰۶	۰/۰۶
K_2O	۰/۱۹	۰/۲۹	۰/۳۲	۰/۱۷	۰/۱۶	۰/۱۱	۰/۱۴	۰/۱۶	۰/۱۶	۰/۲۶	۰/۲۱	۰/۳۳	۰/۳۶
MgO	۰/۰۰	۰/۰۰	۰/۰۰	۰/۰۰	۰/۰۱	۰/۰۰	۰/۰۰	۰/۰۰	۰/۰۰	۰/۰۱	۰/۰۰	۰/۰۰۲	۰/۰۰۸
SrO	۰/۰۵	۰/۰۳	۰/۰۵	۰/۰۱	۰/۰۰	۰/۰۵	۰/۰۵	۰/۰۵	۰/۰۷	۰/۰۰	۰/۰۸	۰/۰۹	۰/۰۱
MnO	۰/۰۰	۰/۰۰	۰/۰۰	۰/۰۰	۰/۰۰	۰/۰۱	۰/۰۴	۰/۰۲	۰/۰۲	۰/۰۰	۰/۰۰	۰/۰۱۶	۰/۰۰
CaO	۴/۵۱	۴/۵۴	۴/۵۶	۴/۷۹	۱/۹۸	۳/۶۵	۲/۷۱	۳/۶۱	۳/۳۵	۳/۲۸	۳/۴۷	۵/۲۶	۴/۰۲
Al_2O_3	۲۲/۳۱	۲۲/۷۳	۲۲/۶۴	۲۳/۱۰	۲۰/۲۵	۲۱/۹۹	۲۱/۰۹	۲۲/۰۸	۲۱/۷۵	۲۱/۷۶	۲۱/۹۱	۲۳/۰۲	۲۲/۲۱
FeO	۰/۰۶	۰/۰۴	۰/۰۳	۰/۰۲	۰/۰۲	۰/۰۱	۰/۰۴	۰/۰۳	۰/۰۲	۰/۰۶	۰/۰۲	۰/۰۹	۰/۰۴
TiO_2	۰/۰۰	۰/۰۱	۰/۰۰	۰/۰۲	۰/۰۱	۰/۰۲	۰/۰۱	۰/۰۱	۰/۰۰	۰/۰۱	۰/۰۰	۰/۰۰	۰/۰۲
مجموع	۹۹/۵۱	۱۰۰/۲۱	۹۸/۸۵	۱۰۰/۱۹	۹۹/۶۶	۹۹/۷۹	۹۹/۲۶	۱۰۰/۴۰	۱۰۰/۳۲	۱۰۰/۱۶	۱۰۰/۱۹	۹۸/۹۱	۹۹/۳۸
Na	۲/۳۶	۲/۳۳	۲/۲۷	۲/۲۸	۲/۶۲	۲/۴۶	۲/۵۷	۲/۴۸	۲/۵۱	۲/۴۶	۲/۴۷	۲/۱۶	۲/۳۰
Si	۸/۴۴	۸/۴۱	۸/۴۰	۸/۳۷	۸/۸۳	۸/۵۴	۸/۶۷	۸/۵۴	۸/۵۹	۸/۶۰	۸/۵۷	۸/۳۲	۸/۵۰
Ba	۰/۰۰	۰/۰۰	۰/۰۰	۰/۰۰	۰/۰۰	۰/۰۰	۰/۰۰	۰/۰۰	۰/۰۰	۰/۰۰	۰/۰۰	۰/۰۰۳	۰/۰۰۳
K	۰/۰۳	۰/۰۵	۰/۰۶	۰/۰۳	۰/۰۳	۰/۰۲	۰/۰۲	۰/۰۳	۰/۰۳	۰/۰۴	۰/۰۳	۰/۰۶	۰/۰۶
Mg	۰/۰۰۰۸	۰/۰۰	۰/۰۰	۰/۰۰	۰/۰۰۰۹	۰/۰۰	۰/۰۰	۰/۰۰	۰/۰۰	۰/۰۰۱۴	۰/۰۰	۰/۰۰۰۳	۰/۰۰۱۶
Sr	۰/۰۰۳۷	۰/۰۰۲۶	۰/۰۰۴۱	۰/۰۰۱	۰/۰۰۰۲	۰/۰۰۳۵	۰/۰۰۳۷	۰/۰۰۳۹	۰/۰۰۵۲	۰/۰۰۰۲	۰/۰۰۶۲	۰/۰۰۷۱	۰/۰۰۰۸
Mn	۰/۰۰	۰/۰۰	۰/۰۰	۰/۰۰	۰/۰۰	۰/۰۰	۰/۰۰	۰/۰۰	۰/۰۰	۰/۰۰	۰/۰۰	۰/۰۰	۰/۰۰
Ca	۰/۶۵	۰/۶۵	۰/۶۶	۰/۶۸	۰/۲۸	۰/۵۲	۰/۳۹	۰/۵۱	۰/۴۷	۰/۴۶	۰/۴۹	۰/۷۶	۰/۵۷
Al	۳/۵۱	۳/۵۵	۳/۵۸	۳/۶۱	۳/۱۵	۳/۴۴	۳/۳۰	۳/۴۳	۳/۳۸	۳/۳۸	۳/۴۱	۳/۶۵	۳/۴۹
Fe	۰/۰۱	۰/۰۰	۰/۰۰	۰/۰۰	۰/۰۰	۰/۰۰	۰/۰۰	۰/۰۰	۰/۰۰	۰/۰۱	۰/۰۰	۰/۰۱	۰/۰۰
Ti	۰/۰۰	۰/۰۰	۰/۰۰	۰/۰۰	۰/۰۰	۰/۰۰	۰/۰۰	۰/۰۰	۰/۰۰	۰/۰۰	۰/۰۰	۰/۰۰	۰/۰۰
مجموع	۱۵/۰۰	۱۵/۰۰	۱۴/۹۷	۱۴/۹۸	۱۴/۹۱	۱۴/۹۸	۱۴/۹۷	۱۵/۰۰	۱۴/۹۹	۱۴/۹۶	۱۴/۹۸	۱۴/۹۷	۱۴/۹۴
An	۲۱/۲۴	۲۱/۳۱	۲۲/۰۵	۲۲/۷۵	۹/۵۴	۱۷/۲۹	۱۲/۹۶	۱۶/۹۰	۱۵/۷۱	۱۵/۵۹	۱۶/۴۱	۲۵/۴۹	۱۹/۵۴
Ab	۷۷/۷۱	۷۷/۰۸	۷۶/۰۹	۷۶/۳۱	۸۹/۵۴	۸۲/۰۹	۸۶/۲۲	۸۲/۲۴	۸۳/۴۰	۸۲/۹۵	۸۲/۴۳	۷۲/۶۰	
Or	۱/۰۵	۱/۶۲	۱/۸۵	۰/۹۳	۰/۹۲	۰/۶۳	۰/۸۱	۰/۸۶	۰/۸۹	۱/۴۶	۱/۱۶	۱/۹۲	

ادامه جدول ۱

نمونه	Gosh 4-3 3	Gosh 4-4	Gosh 4-4 4	Gosh 4-4 5	gosh 4-4	gosh 4-4	Gosh 4-4 2	Gosh 4-4 3	Gosh 4-5	Gosh 4-5	Gosh 4-5 4	Mg 534-2	Mg 534-22
Na_2O	۹/۴۵	۱۰/۴۶	۱۰/۰۶	۸/۸۶	۸/۶۷	۸/۹۵	۸/۷۷	۸/۸۲	۱۰/۰۹	۹/۵۱	۹/۰۰	۹/۷۳	۹/۲۵
SiO_2	۶۴/۴۸	۶۷/۴۲	۶۵/۶۳	۶۳/۵۲	۶۲/۴۴	۶۳/۳۹	۲/۴۹	۶۲/۹۱	۶۶/۶۹	۶۴/۸۹	۶۳/۹۶	۶۵/۱۰	۶۴/۱۹
BaO	۰/۰۰	۰/۰۰	۰/۰۰	۰/۰۰	۰/۰۰	۰/۰۰	۰/۰۰	۰/۰۳	۰/۰۰	۰/۰۵	۰/۰۲	۰/۰۰	۰/۰۱
K_2O	۰/۲۹	۰/۰۹	۰/۱۵	۰/۴۷	۰/۳۰	۰/۲۷	۰/۲۳	۰/۲۴	۰/۱۴	۰/۳۰	۰/۴۱	۰/۵۲	۰/۴۱
MgO	۰/۰۱	۰/۰۱	۰/۰۰	۰/۰۰	۰/۰۱	۰/۰۰	۰/۰۰	۰/۰۰	۰/۰۰	۰/۰۰	۰/۰۰	۰/۰۱۸	۰/۰۰
SrO	۰/۰۶	۰/۰۶	۰/۰۳	۰/۰۵	۰/۰۹	۰/۰۸	۰/۰۹	۰/۰۵	۰/۰۳	۰/۰۳	۰/۰۳	۰/۰۵۵	۰/۰۴۹
MnO	۰/۰۱	۰/۰۰	۰/۰۳	۰/۰۰	۰/۰۱	۰/۰۰	۰/۰۲	۰/۰۱	۰/۰۰	۰/۰۰	۰/۰۱	۰/۰۰	۰/۰۰
CaO	۳/۶۸	۲/۰۵	۲/۸۰	۴/۶۵	۴/۸۲	۴/۵۶	۴/۸۶	۴/۸۲	۲/۴۶	۳/۵۹	۴/۱۰	۲/۶۵	۳/۶۰
Al_2O_3	۲۲/۰۶	۲۰/۴۴	۲۱/۱۷	۲۳/۰۰	۲۲/۷۳	۲۲/۶۷	۲۳/۰۲	۲۲/۹۵	۲۱/۱۲	۲۲/۰۳	۲۲/۲۶	۲۱/۱۴	۲۱/۸۵
FeO	۰/۰۳	۰/۰۲	۰/۰۷	۰/۰۵	۰/۰۸	۰/۰۸	۰/۰۳	۰/۰۴	۰/۱۱	۰/۰۵	۰/۰۹	۰/۰۸	۰/۰۷
TiO_2	۰/۰۰	۰/۰۰	۰/۰۰	۰/۰۰	۰/۰۰	۰/۰۱	۰/۰۱	۰/۰۱	۰/۰۲	۰/۰۰	۰/۰۰	۰/۰۱	۰/۰۳
مجموع	۱۰۰/۰۶	۱۰۰/۵۴	۹۹/۹۴	۱۰۰/۶۰	۹۹/۱۵	۱۰۰/۰۳	۹۹/۵۲	۹۹/۸۸	۱۰۰/۶۷	۱۰۰/۴۵	۹۹/۸۷	۹۹/۲۹	۹۹/۴۶
Na	۲/۴۳	۲/۶۵	۲/۵۸	۲/۲۷	۲/۲۵	۲/۳۱	۲/۲۷	۲/۲۷	۲/۵۶	۲/۴۳	۲/۳۲	۲/۵۱	۲/۳۹
Si	۸/۵۳	۸/۸۲	۸/۶۷	۸/۳۹	۸/۳۷	۸/۴۲	۸/۳۵	۸/۳۷	۸/۷۳	۸/۵۵	۸/۴۹	۸/۶۷	۸/۵۵
Ba	۰/۰۰	۰/۰۰	۰/۰۰	۰/۰۰	۰/۰۰	۰/۰۰	۰/۰۰	۰/۰۰	۰/۰۰	۰/۰۰	۰/۰۰	۰/۰۰	۰/۰۰۰۴
K	۰/۰۵	۰/۰۱	۰/۰۲	۰/۰۸	۰/۰۵	۰/۰۵	۰/۰۴	۰/۰۴	۰/۰۲	۰/۰۵	۰/۰۷	۰/۰۹	۰/۰۷
Mg	۰/۰۰۱۴	۰/۰۰۱۴	۰/۰۰	۰/۰۰۰۱	۰/۰۰۱۲	۰/۰۰۰۵	۰/۰۰	۰/۰۰	۰/۰۰	۰/۰۰	۰/۰۰	۰/۰۰۳۶	۰/۰۰
Sr	۰/۰۰۴۹	۰/۰۰۴۲	۰/۰۰۲۵	۰/۰۰۳۸	۰/۰۰۷	۰/۰۰۶۴	۰/۰۰۷۳	۰/۰۰۴۱	۰/۰۰۲۶	۰/۰۰۲۶	۰/۰۰۲۴	۰/۰۰۴۳	۰/۰۰۳۸
Mn	۰/۰۰	۰/۰۰	۰/۰۰	۰/۰۰	۰/۰۰	۰/۰۰	۰/۰۰	۰/۰۰	۰/۰۰	۰/۰۰	۰/۰۰	۰/۰۰	۰/۰۰
Ca	۰/۵۲	۰/۲۹	۰/۴۰	۰/۶۶	۰/۶۹	۰/۶۵	۰/۷۰	۰/۶۹	۰/۳۵	۰/۵۱	۰/۵۸	۰/۳۸	۰/۵۱
Al	۳/۴۴	۳/۱۵	۳/۳۰	۳/۵۸	۳/۵۹	۳/۵۵	۲/۳	۳/۶۰	۳/۲۶	۳/۴۲	۳/۴۸	۳/۳۲	۳/۴۳
Fe	۰/۰۰	۰/۰۰	۰/۰۱	۰/۰۱	۰/۰۱	۰/۰۱	۰/۰۰	۰/۰۰	۰/۰۱	۰/۰۱	۰/۰۱	۰/۰۱	۰/۰۱
Ti	۰/۰۰	۰/۰۰	۰/۰۰	۰/۰۰	۰/۰۰	۰/۰۰	۰/۰۰	۰/۰۰	۰/۰۰	۰/۰۰	۰/۰۰	۰/۰۰	۰/۰۰
مجموع	۱۴/۹۸	۱۴/۹۴	۱۴/۹۸	۱۴/۹۹	۱۴/۹۸	۱۴/۹۸	۱۴/۹۹	۱۴/۹۹	۱۴/۹۳	۱۴/۹۷	۱۴/۹۶	۱۴/۹۸	۱۴/۹۶
An	۱۷/۴۱	۹/۷۲	۱۳/۲۳	۲۱/۸۷	۲۳/۱۰	۲۱/۶۴	۲۳/۱۳	۲۲/۸۸	۱۱/۷۸	۱۶/۹۷	۱۹/۶۳	۱۲/۷۰	۱۷/۲۸
Ab	۸۰/۹۵	۸۹/۷۹	۸۵/۹۶	۷۵/۴۷	۷۵/۱۷	۷۶/۸۲	۷۵/۵۵	۷۵/۷۵	۸۷/۴۰	۸۱/۳۶	۷۸/۰۲		
Or	۱/۶۳	۰/۴۹	۰/۸۲	۲/۶۵	۱/۷۳	۱/۵۴	۱/۳۲	۱/۳۷	۰/۸۲	۱/۶۷	۲/۳۵		

ادامه جدول ۱

نمونه	Gosh 4-5	Gosh 4- 5	Gosh 4-5 2	Gosh 4-5	Mg 534-1	Mg 534-1 3	Mg 534-1 4	Mg 534-1	Mg 534-12	Mg 534-13	Mg 534-14	Mg 534-2 3
Na_2O	۹٫۱۱	۹٫۳۹	۱۰٫۳۴	۱۰٫۴۰	۷٫۵۵	۸٫۲۱	۸٫۳۶	۷٫۹۷	۹٫۳۲	۹٫۱۰	۹٫۱۵	۹٫۸۱
SiO_2	۶۳٫۹۵	۶۴٫۴۱	۶۵٫۷۳	۶۵٫۹۵	۶۰٫۵۷	۶۱٫۶۹	۶۲٫۰۵	۱٫۲۶	۶۳٫۹۱	۶۳٫۲۷	۶۳٫۶۹	۶۵٫۲۵
BaO	۰٫۰۰	۰٫۰۰	۰٫۰۰	۰٫۰۳	۰٫۰۰	۰٫۰۴	۰٫۰۶	۰٫۰۴	۰٫۰۲	۰٫۰۱	۰٫۰۰	۰٫۰۰
K_2O	۰٫۳۴	۰٫۲۱	۰٫۲۱	۰٫۱۱	۰٫۳۰	۰٫۴۳	۰٫۳۵	۰٫۳۲	۰٫۲۴	۰٫۱۸	۰٫۱۸	۰٫۳۱
MgO	۰٫۰۱	۰٫۰۰	۰٫۰۱	۰٫۰۰	۰٫۰۰	۰٫۰۰	۰٫۰۰	۰٫۰۰	۰٫۰۰	۰٫۰۰۷	۰٫۰۰۶	۰٫۰۱۱
SrO	۰٫۰۵	۰٫۰۴	۰٫۱۱	۰٫۱۰	۰٫۰۹۷	۰٫۱۱۳	۰٫۱۰۱	۰٫۱۳۷	۰٫۰۵۴	۰٫۰۵۶	۰٫۰۶۸	۰٫۰۱۶
MnO	۰٫۰۳	۰٫۰۰	۰٫۰۰	۰٫۰۱	۰٫۰۰۹	۰٫۰۰۲	۰٫۰۰	۰٫۰۰	۰٫۰۱۱	٫۰۰۷	۰٫۰۲	۰٫۰۰
CaO	۴٫۰۸	۳٫۸۴	۱٫۵۸	۱٫۷۹	۶٫۷۶	۵٫۵۰	۵٫۴۸	۵٫۸۶	۴٫۰۶	۴٫۰۶	۴٫۳۲	۲٫۷۵
Al_2O_3	۲۲٫۲۶	۲۲٫۱۶	۲۰٫۴۴	۲۰٫۴۰	۲۴٫۵۸	۲۳٫۵۰	۲۳٫۴۹	۲۳٫۷۱	۲۲٫۲۲	۲۲٫۰۶	۲۲٫۴۷	۲۱٫۴۹
FeO	۰٫۰۸	۰٫۰۳	۰٫۰۱	۰٫۰۱	۰٫۰۹	۰٫۱۲	۰٫۱۲	۰٫۱۴	۰٫۰۵	۰٫۰۵	۰٫۰۴	۰٫۰۴
TiO2	۰٫۰۱	۰٫۰۳	۰٫۰۱	۰٫۰۲	۰٫۰۰	۰٫۰۰	۰٫۰۲	۰٫۰۰	۰٫۰۳	۰٫۰۲	۰٫۰۰	۰٫۰۰
مجموع	۹۹٫۹۱	۱۰۰٫۱۰	۹۸٫۴۴	۹۸٫۸۲	۹۹٫۹۶	۹۹٫۶۰	۱۰۰٫۰۳	۹۹٫۴۴	۹۹٫۹۲	۹۸٫۸۳	۹۹٫۹۳	۹۹٫۶۸
Na	۲٫۳۴	۲٫۴۱	۲٫۶۸	۲٫۶۹	۱٫۹۶	۲٫۱۳	۲٫۱۶	۲٫۰۷	۲٫۴۰	۲٫۳۷	۲٫۳۵	۲٫۵۲
Si	۸٫۴۹	۸٫۵۲	۸٫۷۹	۸٫۷۹	۸٫۱۰	۸٫۲۶	۸٫۲۷	۸٫۲۲	۸٫۴۸	۸٫۴۹	۸٫۴۵	۸٫۶۴
Ba	۰٫۰۰	۰٫۰۰	۰٫۰۰	۰٫۰۰	۰٫۰۰	۰٫۰۰۲۳	۰٫۰۰۳	۰٫۰۰۲	۰٫۰۰۱	۰٫۰۰۰۷	۰٫۰۰	۰٫۰۰
K	۰٫۰۶	۰٫۰۴	۰٫۰۴	۰٫۰۲	۰٫۰۵	۰٫۰۷	۰٫۰۶	۰٫۰۶	۰٫۰۴	۰٫۰۳	۰٫۰۳	۰٫۰۵
Mg	۰٫۰۰۲۱	۰٫۰۰۰۴	۰٫۰۰۲۴	۰٫۰۰	۰٫۰۰	۰٫۰۰	۰٫۰۰	۰٫۰۰	۰٫۰۰	۰٫۰۰۱۴	۰٫۰۰۱۳	۰٫۰۰۲۲
Sr	۰٫۰۰۳۹	۰٫۰۰۲۷	۰٫۰۰۸۲	۰٫۰۰۷۷	۰٫۰۰۷۵	۰٫۰۰۸۸	۰٫۰۰۷۸	۰٫۰۱۰۶	۰٫۰۰۴۱	۰٫۰۰۴۳	۰٫۰۰۵۳	۰٫۰۰۱۲
Mn	۰٫۰۰	۰٫۰۰	۰٫۰۰	۰٫۰۰	۰٫۰۰	۰٫۰۰	۰٫۰۰	۰٫۰۰	۰٫۰۰	۰٫۰۰	۰٫۰۰	۰٫۰۰
Ca	۰٫۵۸	۰٫۵۴	۰٫۲۳	۰٫۲۶	۰٫۹۷	۰٫۷۹	۰٫۷۸	۰٫۸۴	۰٫۵۸	۰٫۵۸	۰٫۶۱	۰٫۳۹
Al	۳٫۴۸	۳٫۴۶	۳٫۲۲	۳٫۲۰	۳٫۸۷	۳٫۷۱	۳٫۶۹	۳٫۷۵	۳٫۴۸	۳٫۴۹	۳٫۵۲	۳٫۳۵
Fe	۰٫۰۱	۰٫۰۰	۰٫۰۰	۰٫۰۰	۰٫۰۱	۰٫۰۱	۰٫۰۱	۰٫۰۲	۰٫۰۱	۰٫۰۱	۰٫۰۰	۰٫۰۰
Ti	۰٫۰۰	۰٫۰۰	۰٫۰۰	۰٫۰۰	۰٫۰۰	۰٫۰۰	۰٫۰۰	۰٫۰۰	۰٫۰۰	۰٫۰۰	۰٫۰۰	۰٫۰۰
مجموع	۱۴٫۹۷	۱۴٫۹۷	۱۴٫۹۶	۱۴٫۹۶	۱۴٫۹۷	۱۴٫۹۹	۱۴٫۹۹	۱۴٫۹۷	۱۴٫۹۹	۱۴٫۹۷	۱۴٫۹۸	۱۴٫۹۷
An	۱۹٫۴۷	۱۸٫۲۰	۷٫۶۸	۸٫۶۴	۳۲٫۵۴	۲۶٫۳۷	۲۶٫۰۸	۲۸٫۳۵	۱۹٫۱۵	۱۹٫۵۹	۲۰٫۴۸	۱۳٫۱۸
Ab	۷۸٫۶۲	۸۰٫۲	۹۱٫۱۰	۹۰٫۷۴	۶۵٫۷۶	۷۱٫۱۹	۷۱٫۹۵	۶۹٫۸۰	۷۹٫۴۸	۷۹٫۳۹	۷۸٫۴۸	
Or	۱٫۹۱	۱٫۱۸	۱٫۲۲	۰٫۶۱	۱٫۷۰	۲٫۴۴	۱٫۹۷	۱٫۸۵	۱٫۳۷	۱٫۰۳	۱٫۰۴	

گرچه بی‌نظمی‌ها و نوسان‌هایی در ترکیب این پلاژیوکلازها دیده می‌شود ولی از مرکز به لبه بلور اغلب مقدار آنورتیت کاهش می‌یابد، به طوری که نخست روند افزایشی و سپس ناگهان در لبه بلور روند نزولی پرشیبی را نشان می‌دهند. عناصر کمیاب Ba و Sr از مرکز به لبه، الگوی نوسانی دارند (شکل ۴). چنان که در شکل ۳ دیده می‌شود، ترکیب فلدسپار قلیایی در سنگ‌های گرانیتوئیدی با Or = 69 - 96 و در برونبوم با Or = 94 - 97 مشخص شده است (شکل‌های ۳ ب و پ). روند تغییرات عنصر کمیاب Ba در فلدسپارهای قلیایی در گرانیتوئیدها از مرکز به لبه حالت نوسانی دارد (شکل ۴).

ترکیب پلاژیوکلاز برونبوم‌ها در گستره به نسبت گسترده‌ای از اوایل الیگوکلاز (An: 11) تا اواسط آندزین (An: 36) در نوسان است (شکل ۳ ب). تجزیه ریزپردازشی درشت بلورهای پلاژیوکلاز برونبوم‌ها از مرکز به لبه نشان می‌دهد که این بلورها اغلب پهنه‌بندی نوسانی عادی دارند به طوری که مقدار آنورتیت در لبه به سرعت کاهش می‌یابد. تغییرات الگوی عناصر کمیاب Ba و Sr از مرکز به لبه پلاژیوکلازها در برونبوم‌ها حالت زیگزاگی و متغیر دارد (شکل ۵).

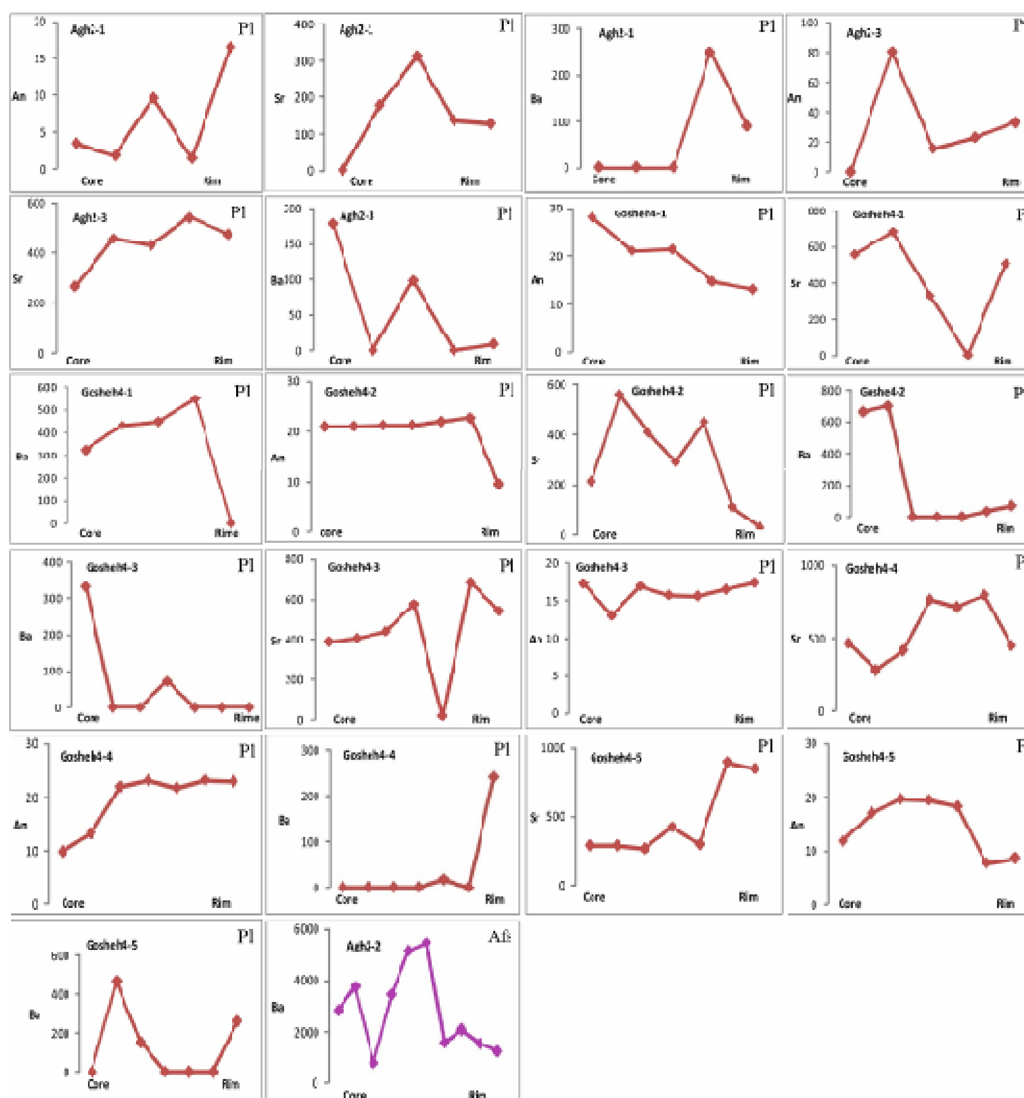
بحث

منطقه بندی در پلاژیوکلاز

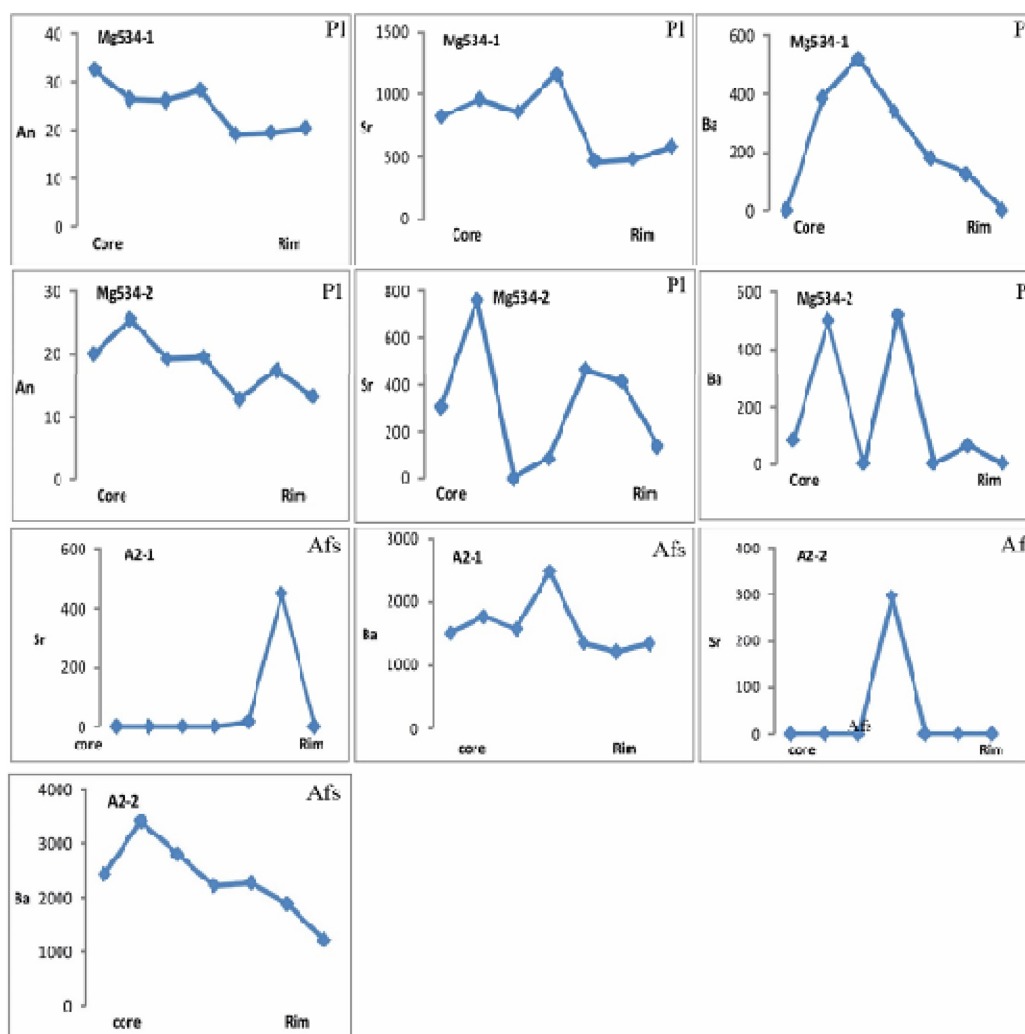
در الگوی تغییرات مقدار آنورتیت پلاژیوکلازها، منطقه‌بندی نوسانی و تغییرات قابل توجهی در ترکیب بلورها دیده می‌شود. از آنجا که ترکیب کانی‌ها در تعادل با مذاب به عواملی چون فشار، دما، مقدار آب و ترکیب شیمیایی بستگی دارد، می‌توان به کمک منطقه‌بندی تا حدی شرایط تبلور بلور را بازسازی کرد [۳۲]. کاهش مقدار آنورتیت پلاژیوکلاز از مرکز به لبه با جدایش بلوری همخوانی دارد [۳۳]، ولی این روند در نمونه‌های مورد بررسی با هم هماهنگی ندارد و متغیر است. برخی از پژوهشگران منطقه‌بندی نوسانی را نشانه تغییر ترکیب جزئی ماگما طی رشد بلور [۳۴] و نشانه‌ای از آمیختگی ماگمایی می‌دانند [۳۵، ۳۶] و یا منطقه‌بندی وارون را نشانه نبود تعادل میان بلور با ماگما در اثر فرآیندهایی مانند آمیختگی ماگمایی و یا تغییر فشار بخار آب طی تبلور پلاژیوکلازها در نظر می‌گیرند [۳۶]. به باور جینیبر و همکاران [۳۳]، مقدار آنورتیت (X_{An}) بیشتر در برخی نواحی را می‌توان نشانگر حضور ترکیبات مافیک‌تر و یا مقدار آب بیشتر در نظر گرفت. پژوهش‌های جدید نشان می‌دهد که XAn توسط ترکیب مذاب، فشار،مقدار آب و

[DOR: 20.1001.1.17263689.1399.28.3.18.2]
[DOI: 10.29252/ijcm.28.3.771]

دما کنترل می‌شود [۳۷، ۳۸]. برای بررسی هر یک از عوامل یاد شده باید نخست مشخص شود که آیا منطقه‌بندی پلاژیوکلاز درشرایط غیر تعادلی است و یا نزدیک به تعادل به وجود آمده است. از آنجا که فراوانی یکسان عناصر اصلی و فرعی دو بلور مختلف از یک نمونه یکسان نشانگر تشکیل پلاژیوکلاز در شرایط نزدیک تعادل است [۳۹]، با توجه به مقادیر یکسان عناصر Fe، Ti، Mg، Ba و Sr و مولار تقریباً برابر An، Ab و Orدر بلورهای یاد شده و همچنین الگوی نوسانی یکسان در پلاژیوکلازها، می‌توان گفت که پلاژیوکلازها در شرایط نزدیک تعادل شکل گرفته‌اند. در شرایط نزدیک تعادل، تغییرات کم دما و یا مقدار آب تغییرات قابل توجهی در ترکیب پلاژیوکلاز ایجاد نمی‌کند [۴۰]. لانگی و همکاران [۴۱] اثر فشار بر الگوی منطقه‌بندی را به تجربه بررسی کردند و به این نتیجه رسیدند که تغییرات ۲ تا ۴ مول درصد در مقدار آنورتیت با تغییر فشار تا ۴ کیلوبار همخوانی دارد. به باوربرخی پژوهشگران [۴۲، ۴۳]، تغییرات فشار کمتر از ۲ کیلو بار نمی‌تواند بر مقدار آنورتیت پلاژیوکلاز بیش از ۵ درصد اثر داشته باشد. به باور هوش و لور [۴۴]، اثر فشار ۱۲ کیلوبار بر ترکیب پلاژیوکلاز ۲۰ مول درصد آنورتیت در مقایسه با اثر دما ناچیز است. در سامانه‌های دوتایی مانند پلاژیوکلاز، عناصر اصلی برای تشخیص متغیرهای بسیاری که ترکیب کانی‌ها را کنترل می‌کنند، کافی نیستند و ازاین‌رو توجه به فراوانی عناصر کمیاب چون Mg، Ba، Ti، Sr و Fe می‌تواند برای درک شرایط تبلور پلاژیوکلازها مفید باشد.



شکل ۴ الگوی تغییرات مقدار آنورتیت و عناصر کمیاب Ba و Sr از مرکز به لبه بلورهای پلاژیوکلاز (رنگ قرمز) و فلدسپارهای قلیایی (رنگ بنفش) در سنگ‌های گرانیتوئیدی.



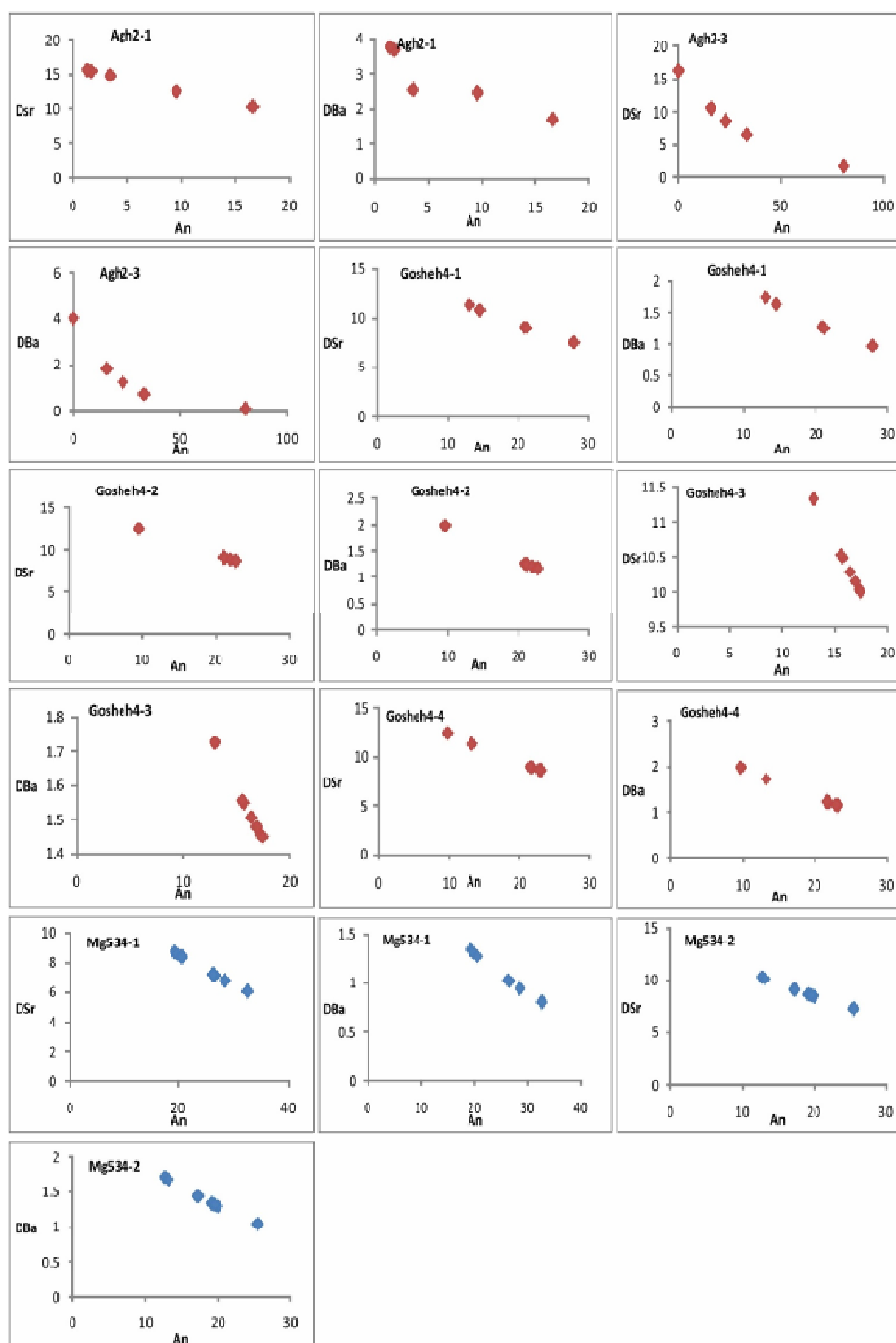
شکل ۵ الگوی تغییرات مقدار آنورتیت و عناصر کمیاب Ba و Sr از مرکز به لبه بلورهای پلاژیوکلاز (Pl) و فلدسپارهای قلیایی (Afs) در برونبوم-های ریزدانه‌ای.

تغییرات دما، فشار و مقدار آب ممکن است بر مقدار آنورتیت پلاژیوکلاز اثر داشته باشند، ولی تغییرات چندانی در مقدار Fe و Sr بلور ایجاد نمی‌کنند. این در حالی است که تغییر ترکیب ماگما اثر قابل‌توجهی بر عناصر Mg و Sr پلاژیوکلاز دارد [۳۲]. بر پایه مقدار عناصر کمیاب در ساختار بلور پلاژیوکلاز، می‌توان مقدار عناصر موجود در مذاب در حال تعادل با پلاژیوکلاز هنگام تبلور را برآورد کرد. ضریب جدایش عناصر کمیاب میان پلاژیوکلاز و مذاب به شیمی بلور [۳۷، ۴۵] و الگوی منطقه-بندی عناصر کمیاب در پلاژیوکلاز بستگی دارد. ورنون [۳۵] نشان داد که مهم‌ترین عوامل کنترل کننده ضریب جدایش Ba و Sr در پلاژیوکلاز مقدار آنورتیت بلور و تغییرات دما هستند، در حالی که ترکیب عناصر اصلی مذاب [۳۷، ۴۵] و تغییرات فشار [۴۶] اثر مهمی در این مورد ندارند. ضریب جدایش استرانسیم و باریم از رابطه مرجع [۳۷] به دست می‌آید.

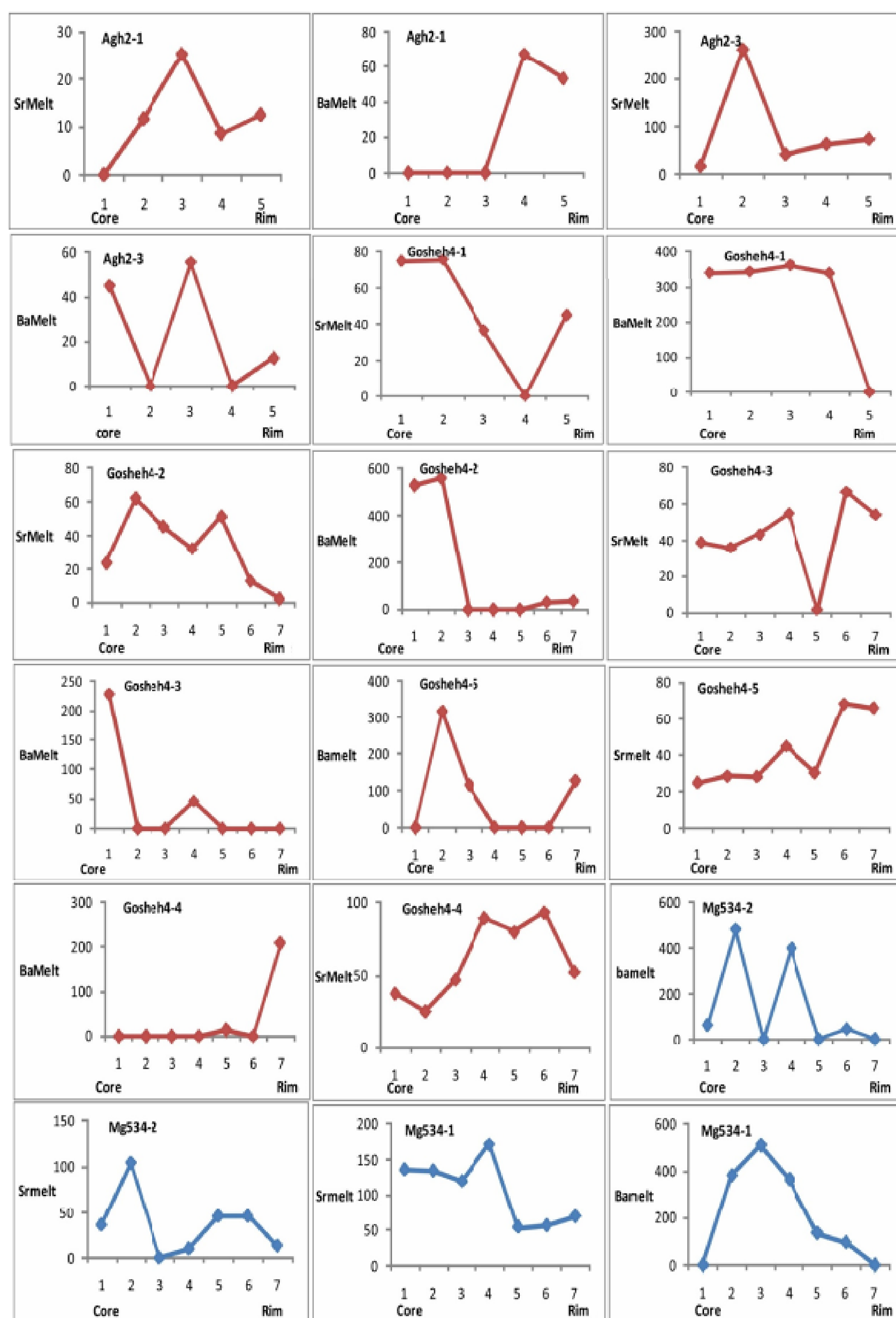
دمای به دست آمده بر اساس دماسنج، نم‌سنج و فشارسنج بر پایه تعادل پلاژیوکلاز-مذاب [۴۷] دمای تبلور پلاژیوکلاز و بر حسب کلوین است. به باور بلاندی و وود [۳۷] طی جدایش ماگمایی، ضرایب جدایش استرانسیم و باریم (به ترتیب، DSr و Dba) در پلاژیوکلاز با کاهش مقدار آنورتیت، افزایش می‌یابند (شکل ۶).

از آنجا که Sr در پلاژیوکلاز به شدت سازگار است، تبلور پلاژیوکلاز در اتاقک ماگمایی بسته سبب تمرکز بیشترین Sr مذاب در مرکز و کمترین آن در لبه بلور می‌شود، در حالی که در شرایط طبیعی، به دلیل ناسازگاری Ba در شبکه ساختاری

پلاژیوکلاز، مقدار Ba طی تبلور پلاژیوکلاز افزایش کمی را نشان می‌دهد [۳۸]. هرگاه مقدار Sr مذاب در اثر آمیختگی شیمیایی با ماگمای دارای Sr بیشتر افزایش یابد، مقدار Sr بلورهای پلاژیوکلاز در تعادل با مذاب نیز افزایش می‌یابد. این در حالی است که تغییرات در An به دلیل تغییرات آب، نمی‌تواند بر مقدار Sr در مذاب اثری بگذارد [۳۷]. بنابراین، روند افزایشی مقدار Sr و Ba مذاب در شکل ۷ با روند جدایش پلاژیوکلاز همخوانی ندارد و می‌توان آن را به تغییرات شیمیایی ماگمایی (آمیختگی ماگمایی) نسبت داد [۳۸]. فراوانی عناصر اصلی توسط دما، فشار و مقدار آب ماگما کنترل می‌شود، در حالی که فراوانی عناصر کمیاب بازتابی از غلظت این عناصر در مذاب و ضرایب جدایش میان بلور و مذاب است [۴۸].



شکل ۶ الگوی تغییرات DSr و DB نسبت به An در سنگ‌های گرانیتوئیدی (رنگ قرمز) و برونبوم‌های ریزدانه‌ای (رنگ آبی).



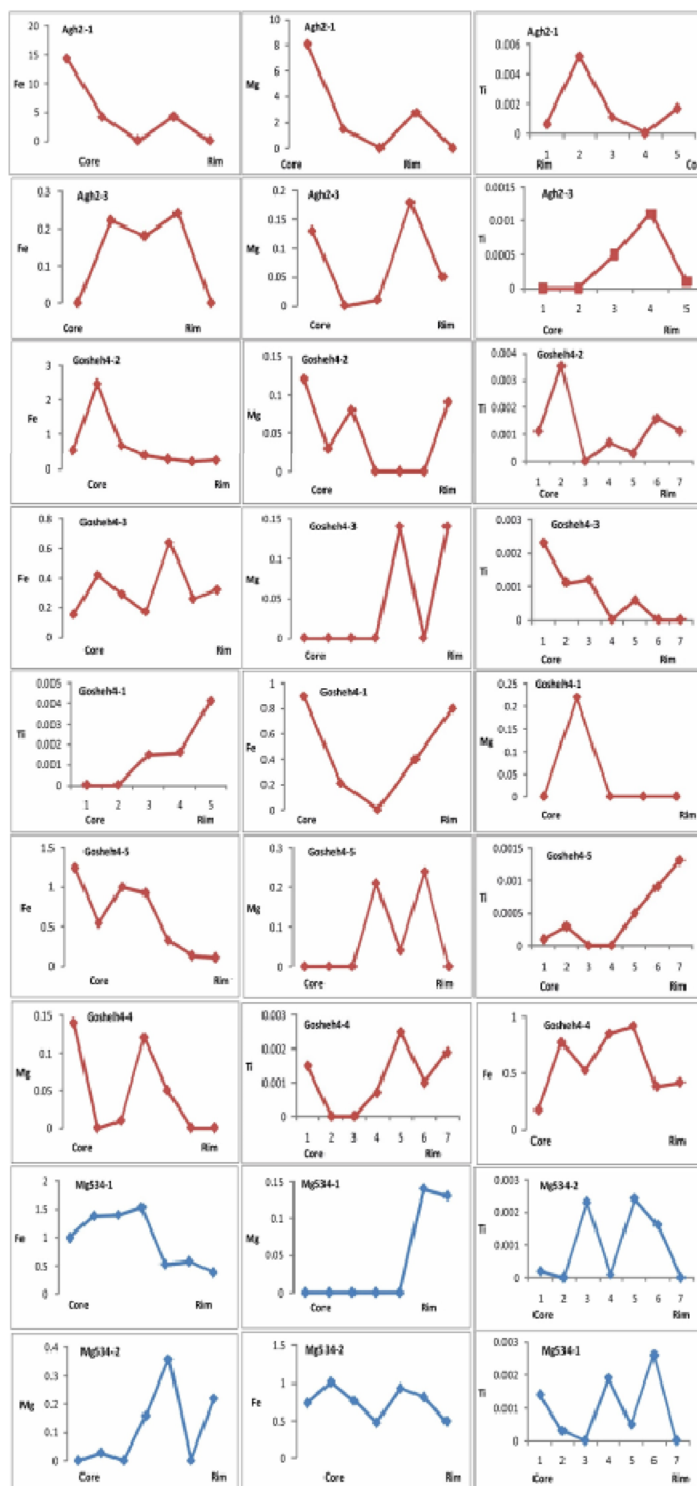
شکل ۷ الگوی سامانمند مقدار Ba و Sr موجود در مذاب از مرکز به لبه در پلاژیوکلاز در سنگ‌های گرانیتوئیدی (رنگ قرمز) و در برونبوم‌های ریزدانه‌ای (رنگ آبی).

افزایش مقدار An، Fe، Ti و Sr از مرکز به لبه اشاره‌ای بر آمیختگی با یک ماگمای کمتر دگرگون‌شده دارد (شکل های ۷ و ۸) [۴۹، ۵۰]. همچنین به باور اسمیت و همکاران [۳۸]، افزایش ناگهانی تغییرات FeO و MgO در برخی بلورها که با افزایش مقدار An همراه است، بازتابی از هجوم ماگمای مافیک به درون اتاق ماگمایی است.

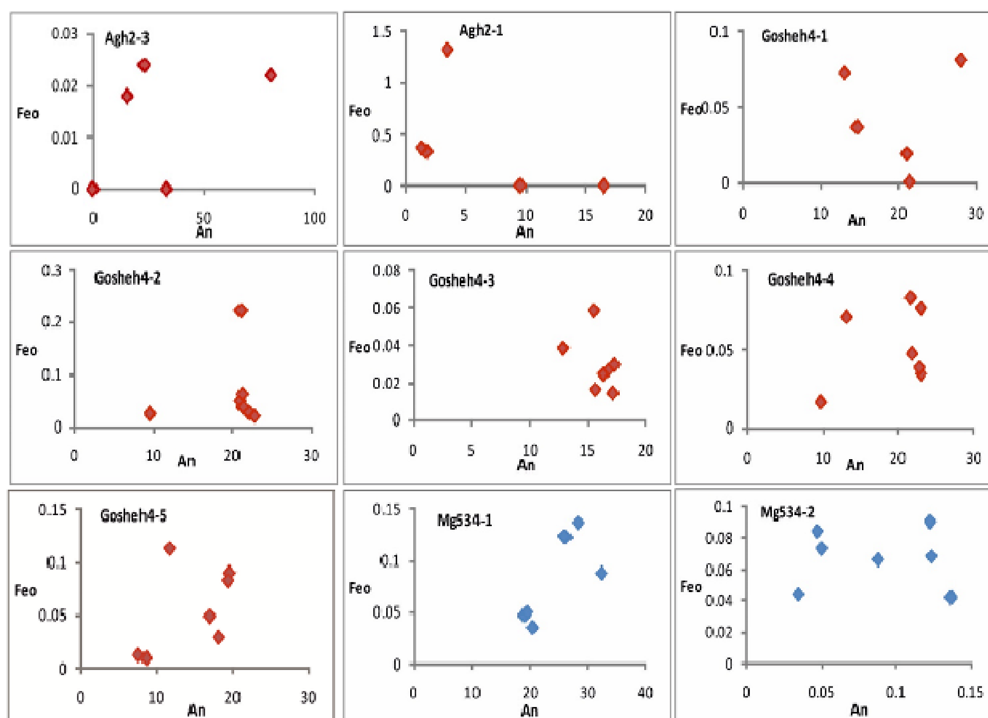
بنابراین نبود روند کاهشی عناصر Sr، Fe، Mg و An از مرکز به لبه بلورهای پلاژیوکلاز با دگرگونی مذاب در فرآیند جدایش بلوری همخوانی ندارد. همچنین تغییر فراوانی آشکار عناصر کمیاب در پلاژیوکلاز را نمی‌توان به ضرایب جدایش متفاوت یا انتشار در بلور نسبت داد، بلکه این تغییرات بازتابی از تغییر فراوانی عناصر کمیاب در مذاب میزبان است. از سوی

[DOR: 20.1001.1.17263689.1399.28.3.18.2]
[DOI: 10.29252/ijcm.28.3.771]

دیگر، روند صعودی مقدار FeO نسبت به An می‌تواند بیانگر آمیختگی شیمیایی در ماگما باشد [۵۱]. چنانکه در شکل ۹ دیده می‌شود، اکسید FeO نسبت به درصد An در بیشتر نمونه‌ها سیر صعودی دارد و بنابراین می‌توان گفت که فرآیند آمیختگی ماگمایی نقش قابل توجهی در فرآیندهای دگرگونی ماگمای سازنده نمونه‌های مورد بررسی داشته است.



شکل ۸ الگوی سامانمند عناصر Fe، Ti و Mg از مرکز به لبه در پلاژیوکلاز در سنگ‌های گرانیتوئیدی (رنگ قرمز) و برونبوم‌های ریزدانه‌ای (رنگ آبی).

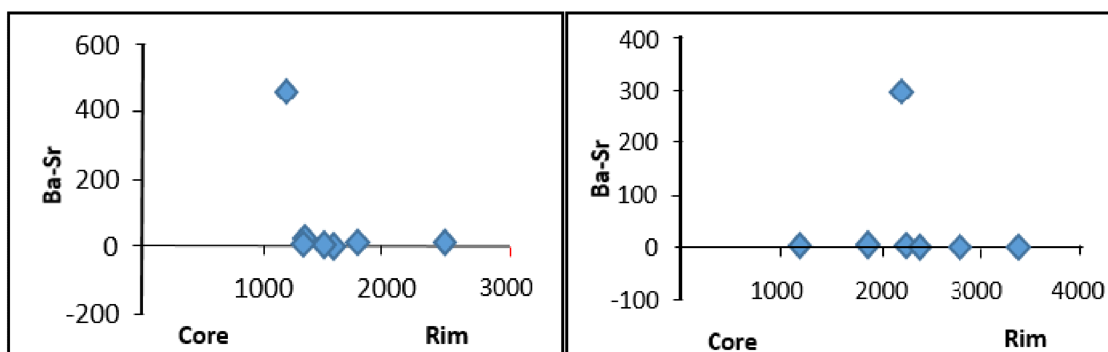


شکل ۹ مقدار آنورتیت نسبت به FeO که سیر صعودی آن بیانگر فرآیند آمیختگی ماگمایی در توده نفوذی مورد بررسی است (توده گرانیتوئیدی با رنگ قرمز و توده مونزو گرانیتی با رنگ آبی مشخص شده است).

منطقه بندی در فلدسپارهای قلیایی

بررسی تغییرات مقدار Ba موجود در بلورهای فلدسپار پتاسیم (شکل ۴) برای شناسایی فرآیندهای درگیر در تبلور ماگما اهمیت ویژه‌ای دارد. باریم نسبت به دیگر عناصر کمتر دستخوش فرآیندهای ثانوی انتشار می‌شود، زیرا انتشار Ba به مراتب کمتر از Sr و Pb است و این انتشار آهسته سبب حفظ بهتر شرایط دمایی تبلور در باریم نسبت به عناصر دیگر می‌شود [۵۲]. بررسی تغییرات مقادیر Sr و Ba از مرکز به لبه (شکل ۵) گویای وجود الگوی زیگزاگی و نوسان شدید برای فراوانی عناصر در بلورهای فلدسپار پتاسیم است. چنین الگویی را می‌توان به عواملی چون جدایش بلوری [۴۸]، آمیختگی ماگمایی [۵۳] و تغییر در مقدار آب [۴۸، ۵۴] نسبت داد. البته، پرسش بنیادین این است که کدام یک از عوامل یادشده نقش مهمتری در دگرگونی نمونه‌های مورد بررسی داشته است. برخی پژوهشگران [۴۸] بر این باورند که نوسانات Ba در فلدسپار قلیایی می‌تواند با در نظر گرفتن تبلور همزمان فازهای دیگر مانند کوارتز، پلاژیوکلاز و کانی‌های مافیک قابل توجیه باشد. با توجه به ضرایب جدایش Ba و Sr در کانی‌های بیوتیت، فلدسپار قلیایی و پلاژیوکلاز، منطقه بندی عادی و وارون Ba در فلدسپار قلیایی را زمانی می‌توان به فرآیند جدایش ماگمایی نسبت داد که مقدار کانی‌های پلاژیوکلاز ± فلدسپار قلیایی در سنگ کمتر از ۱۲ درصد باشد [۳۷، ۵۵، ۵۶]، در حالی که نتایج تجزیه-های مودال نشان می‌دهد که کانی‌های پلاژیوکلاز و فلدسپار قلیایی حجم بسیاری از نمونه‌ها را به خود اختصاص داده‌اند و بیوتیت در مقایسه با پلاژیوکلاز حجم کمتری در ماگما دارد. بنابراین، منطقه‌بندی نوسانی Ba در فلدسپار قلیایی را نمی‌توان به فرآیند جدایش بلوری نسبت داد. به باور بسیاری از پژوهشگران [۴۸، ۵۷، ۵۸]، وجود سطوح انحلال و منطقه‌بندی ناگهانی Ba نمی‌تواند به فرآیند ساده جدایش بلورین مربوط باشد ، بلکه این عوارض نشانه بروز آمیختگی ماگمایی با ماگمای مافیک است. پژوهشگرانی دیگر [۵۹، ۶۰] بر این باورند که تغییر در فراوانی عناصر کمیاب بازتابی از رشد برآمده از مذاب مافیک است. برخی دیگر [۴۸] باور دارند که تغییرات مقدار آب در مذاب می‌تواند منطقه‌بندی وارون Ba ایجاد کند. بنابراین، کاهش Ba می‌تواند بر اثر ورود ماگمای آبدار باشد. این نظریه مورد تردید است، زیرا روند پیچیده Ba نسبت به Sr (شکل ۱۰) کمتر می‌تواند توسط فعالیت متغیر آب قابل توجیه باشد.

[DOR: 20.1001.1.17263689.1399.28.3.18.2]
[DOI: 10.29252/ijcm.28.3.771]



شکل ۱۰ نمودار تغییرات عناصر Ba-Sr در فلدسپارهای قلیایی برونبوم‌ها.

بسیاری از برونبوم‌های ریزدانه‌ای مافیک موجود در سنگ‌های اسیدی دارای درشت بلورهایی از کوارتز و فلدسپار هستند که از دید سنگ‌نگاری و ترکیب کانی‌شناسی، همانندی نزدیکی با بلورهای موجود در سنگ میزبان اسیدی دارند. بسیاری از پژوهشگران بر این باورند که این بلورها از ماگمای سازنده سنگ میزبان به درون مذاب مافیک سازنده برونبوم‌ها وارد شده‌اند، زیرا گرانروی ماگمای سازنده برونبوم کمتر و یا دست بالا مانند ماگمای سنگ اسیدی بوده است. وجود این درشت بلورها را می‌توان به عنوان یک دلیل کلیدی برای رخداد فرآیند آمیختگی ماگمایی در نظر گرفت [۴۹، ۵۸]، زیرا آنها ویژگی‌های غیر تعادلی مانند انحلال و منطقه‌بندی نوسانی را در خود ثبت کرده‌اند [۳۶، ۴۹، ۵۸]. از سوی دیگر، درشت بلورهای پلاژیوکلاز دارای منطقه‌بندی هستند که کاهش آنی دمای ماگما، کاهش فشار بخار آب، آمیختگی ماگمایی، هضم قطعه‌های بلوری سنگ دیواره و تغییر غلظت ماگما از عوامل ایجاد آن هستند. این منطقه‌بندی از نوع لکه‌ای[1] است که هنگامی شکل می‌گیرد که بلور در مذابی غنی از آنورتیت غوطه‌ور شود [۶۱، ۶۲]. در اثر این پدیده، مقدار آنورتیت در بخش‌هایی از بلور حدود ۱۰ مول درصد افزایش می‌یابد و همچنین مقدار Sr افزایش قابل توجهی را نشان می‌دهد [۵۰]. بنابراین افزایش ناگهانی An و Sr در بخش‌هایی از بلورهای پلاژیوکلاز می‌تواند مربوط به ورود یک مذاب مافیک‌تر به مخزن ماگمایی و نشانگر پدیده آمیختگی ماگمایی باشد.

برداشت

توده گرانیتوئیدی گوشه با سن ائوسن پایانی به صورت توده کوچک، مجزا و کم و بیش مدور در جنوب شرق توده اصلی بروجرد با سن ژوراسیک میانی برونزد دارد. بررسی‌های صحرایی و سنگ‌نگاری نشان می‌دهند که توده نفوذی گوشه دارای ترکیب مونزوگرانیت و گرانودیوریت است. بلورهای فلدسپار اصلی‌ترین کانی‌های سازنده این توده نفوذی به شمار می‌روند. بر اساس نتایج تجزیه ریزپردازشی پلاژیوکلازها در سنگ‌های گرانیتوئیدی، ترکیب این کانی‌ها در گستره ترکیبی میان اوایل آلبیت (An: 2) در لبه تا اوایل آندزین (An: 33) در مرکز تغییر می‌کند و ترکیب پلاژیوکلازها در برونبوم‌ها در گستره به نسبت گسترده‌ای از اوایل الیگوکلاز (An: 11) تا اواسط آندزین (An: 36) در نوسان است. ترکیب فلدسپار قلیایی در سنگ‌های گرانیتوئیدی با 97 - 94 = Or و در برونبوم با 96 - 69 = Or مشخص شده است. منطقه‌بندی نوسانی پلاژیوکلاز می‌تواند نشان دهنده تغییرات شرایط فیزیکوشیمیایی ماگمایی مانند تغییرات فشار، دما، مقدار آب و یا تغییرات شیمی ماگما باشد. تغییرات دمایی، فشار و مقدار آب بر مقدار آنورتیت ممکن است اثر داشته باشد، ولی به تغییرات کمی در Fe، Mg، Ba و Sr می‌انجامد. از آنجا که تغییرات قابل توجهی برای فراوانی نسبی عناصر کمیاب در بلورهای دارای منطقه‌بندی پلاژیوکلاز ثبت شده است، می‌توان گفت که فرآیند تغییر ترکیب ماگما توانسته است افزون بر ایجاد تغییرات در فراوانی عناصر اصلی، بر عناصر کمیاب Ba، Fe، Mg و Sr نیز اثر بگذارد. افزایش مقدارAn، Fe ، Ti و Sr از مرکز به لبه اشاره‌ای بر آمیختگی با یک ماگمای کمتر دگرگون‌شده دارد. همچنین، افزایش ناگهانی تغییرات FeO و MgO در برخی بلورها که با افزایش مقدار An همراه است، بازتابی از هجوم ماگمای مافیک به درون اتاق ماگمایی است. بنابراین، نبود روند کاهشی عناصر Sr، Fe، Mg و An از

1 - Patchy Zone

[DOR: 20.1001.1.17263689.1399.28.3.18.2]
[DOI: 10.29252/ijcm.28.3.771]

مرکز به لبه بلورهای پلاژیوکلاز با دگرگونی مذاب در فرآیند جدایش بلوری همخوانی ندارد. همچنین، تغییر فراوانی آشکار عناصر کمیاب در پلاژیوکلاز را نمی‌توان به ضرایب جدایش متفاوت یا انتشار در بلور نسبت داد، بلکه این تغییرات بازتابی از تغییر فراوانی عناصر کمیاب در مذاب میزبان است. از سوی دیگر، روند صعودی مقدار FeO نسبت به An می‌تواند بیانگر آمیختگی شیمیایی در ماگما باشد. مقدار FeO نسبت به An در بیشتر نمونه‌ها سیر صعودی دارد و بنابراین می‌توان گفت که فرآیند آمیختگی ماگمایی نقش قابل توجهی در فرآیندهای دگرگونی ماگمای سازنده نمونه‌های مورد بررسی داشته است. الگوی سامانمند عناصر اصلی و فرعی در بلور فلدسپار از مرکز به لبه نشان دهنده روندهای نوسانی است و همه بر نقش مؤثر آمیختگی ماگمایی در شکل‌گیری توده نفوذی مورد بررسی تأکید دارند.

مراجع

[1] Reid J. B., Evans O. C., Fates D. G., *"Magma mixing in granitic rocks of the Central Sierra Nevada,California"*, Earth and Planetary Science Letters 66 (1983) 243-261.

[2] Bindeman I. N., *"Experimental studies of magma mixing*", International Geology Review 35 (1993) 721-738.

[3] Hibbard M. J., *"The magma mixing origin of manteld feldspars"*, Contributions to Mineralogy and Petrology 76 (1981) 158-170.

[4] Blake D. H., *"Intrusive felsic-mafic net-veined complexes in north Queensland"*, Bulletin - Bureau of Mineral Resources, Journal of Australian Geology and Geophysics 6 (1981) 95-99.

[5] Barrier M., *"Hybridisation de roches basiques par un granite porphyroide dans le massif de Ploumanac, h (Cotes-du-Nord)"*, Comptes Rendus de l'académie des Sciences de Paris 274 (1972) 983-986.

[6] Baxter S., Feely M., *"Magma mixing and mingling textures in granitoids: examples from the Galway granite, Connemara, Ireland",* Mineralogy and Petrology 76 (2002) 63-74.

[7] Blundy J. D., Sparks R. S. J., *"Petrogenesis of mafic inclusions in granitoids of the Adamello Massif, Italy"*, Journal of Petrology 33 (1992) 1039-1104.

[8] Asiabanha A., Kananian A., "*Textural and mineralogical evidences of magma mixing in the trachyandesitic lava flows in the Ab-e-Torsh district, Western Qazvin, Iran (in Persian)",* Irainan Journal of crystallography and mineralogy 13 (2005) 287-302.

[9] Esmaeili D., Khalaj M., Valizadeh M.V., "*Crystal-chemistry and whole rock geochemistry evidences for magma mixing, contamination and metasomatism in Akapol Granitoid (SW Kelardasht, Central Alborz) (in Persian)",* Irainan Journal of crystallography and mineralogy 15 (2007) 169-192.

[10] Sepahi A.A., "*The role of xenocrysts, enclaves and syn-plutonic dykes in the interpretation of magmatic evolution of the Alvand plutonic complex with emphasis on geological and mineralogical evidence for magma mingling ",* Irainan Journal of crystallography and mineralogy 16 (2008) 233-248. *(in Persian)*

[11] Tahmasbi Z., Khalili M., Ahmadi Khalaji A., Sarjoghian F*., "Geochemical and mineralogical evidence for magma mixing in enclaves of Astaneh area (south western Arak) ",* Irainan Journal of crystallography and mineralogy 17 (2010) 591-608. *(in Persian)*

[12] Eichelberger J. C., Chertkoff D. G., Dreher S. T., Nye C. J., "*Magmas in collision: Rethinking chemical zonation in silisic magmas*", Geology 28 (2000) 603–606.

[13] Ayati F., Mahdouri S., "*Investigation of crystal size distribution in igneous rocks: Guide to the magma evolution in magma chambers* ", Irainan Journal of crystallography and mineralogy 18 (2010) 419-430

[14] Pringle G.J., Trembath L.T., Pajari G.E., "*Crystallization history of a zoned plagioclase*", Mineralogical Magazine 39 (1974) 867-877.

[15] Hattori K., Sato H., "*Magma evolution recorded in plagioclase zoning in 1991 Pinatubo eruption products*", American Mineralogist, 81(1996) 982-994.

[16] Couch S., Sparks R. S. J., Carroll M.R., "*Mineral disequilibrium in lavas explained by convective self-mixing in open magma chambers*", Nature 411(2001) 1037-1039.

[17] Nelson S. T., Montana A., "*Sieve-textured plagioclase in volcanic rocks produced by rapid decompression*", American Mineralogist 77(1992) 1242-1249.

[18] Shcherbakov V. D., Plechov P. Y., Izbekov P. E., Shipman J. S., "*Plagioclase zoning as an indicator of magma processes at Bezymianny Volcano, Kamchatka*", Contributions to Mineralogy and Petrology 162 (2011) 83-99.

Iran", Journal of Science Islamic Republic of Iran 13 (2002) 249-254.

[30] Ahmadi-Khalaji A., "*Petrology of Boroujerd granitoid complex*", P.HD. thesis, University of Tehran, Tehran, Iran, (2006). (in Persian).

[31] Kretz R., "Symbols for rock forming minerals", American Mineralogist 68(1983) 277-279.

[32] Ginibre C., Worner G., Kronz A., *"Crystal zoning as an archive for magma evaluation"*, Elements 3 (2007) 261–266.

[33] Ginibre C., Kronz A., Worner G., *" Minor- and trace-element zoning in plagioclase: implications for magma chamber processes at Parinacota volcano, northern Chile"*, Contributions to Mineralogy and Petrology 143 (2002) 300– 315.

[34] Vernon R.H., *"A practical guide to Rock Microstructural"*, Cambridge, (2004) 594p.

[35] Vernon R. H., *"Crystallization and Hybridism in Microgranular Enclave Magmas: Microstructural Evidence"*, Journal of Geophysical Research 95 (1990) 17.849-17.859.

[36] Waight T.E., Maas R., Nicholls I.A., *" Fingerprinting feldspar phenocrysts using crystal isotopic composition stratigraphy: implications for crystal transfer and magma mingling in S-type granites"*, Contributions to Mineralogy and Petrology 139 (2000) 227-239.

[37] Blundy J.D., Wood B.J., *"Crystal-chemical controls on the partitioning of Sr and Ba between plagioclase feldspar, silicate melts, and hydrothermal solutions"*, Geochimica et Cosmochimica Acta 55 (1991) 193–209.

[38] Smith V.C., Blundy J.D., Arce J.L., *"ATemporal Record of Magma Accumulation and Evolution beneath Nevado deToluca, Mexico, Preserved in Plagioclase Phenocrysts"*, Journal of Petrology 50 (2009) 405-426.

[39] Brophy J.G., Dorais M.J., Donnelly-Nolan J., Singer B.S., *"Plagioclase zonation styles in hornblende gabbro inclusions from Little Glass Mountain, Medicine Lake volcano, California: implications for fractionation mechanisms and the formation of composition gaps"*, Contributions to Mineralogy and Petrology 126 (1996) 121–136.

[40] Loomis T.P., Welber P.W., *"Crystallization processes in the Rocky Hill Granodiorite Pluton, California: An interpretation based on compositional zoning of plagioclase"*, Contributions to Mineralogy and Petrology 81 (1982) 230–239.

[19] Snyder D., Tait S., "*Magma mixing by convective entrainment*", Nature 379 (1996) 529–531.

[20] Masoudi f., *"Contact metamorphism and pegmatite development in the region S.W of Arak iran"*, Ph.D. thesis, University of Leed, England (1997) 321p.

[21] Berthier F., Billiaul H.P., Halbrorom B., Marizot P., *"Tude Stratigraphique, Petrologiqueet structural de La region de Khorramabad (Zagros, Iran)"*, These De 3e Cycle, Grenoble, France (1974) pp. 282.

[23] Ahmadi-Khalaji A., " *The study of Petrology and petrofabric intrusive bodies and contact metamorphism in the Boroujerd area*", M.SC. thesis, University of Tehran, Tehran, Iran, (1999), 171p. (in Persian).

[23] Ahmadi-Khalaji A., "*Petrology of the granitoid complex of Boroujerd*", Ph.D thesis, University of Tehran, Tehran, Iran, (2006), 190p. (in Persian).

[24] Radfar J., "*The study of geology and petrology of granitoid rocks in the Astaneh- Gusheh area*", MSc thesis, Tehran University, Tehran, Iran, (1987) (in Persian).

25] Rahmani Javanmard, S., Tahmasbi Z., Ding X., Ahmadi Khalaji A., Hetherington C.J., *"Geochemistry of garnet in pegmatites from the Boroujerd IntrusiveComplex, Sanandaj-Sirjan Zone, western Iran: implications for the origin of pegmatite melts",* Mineralogy and Petrology 112 (2018) 837-856.

[26] Zare Shooli M., Tahmasbi Z., Saki A., Ahmadi Khalaji A., *"Mineral chemistry, pressure-temperature determination and fluids activities in Boroujerd migmatites using cordierite mineral (in Persian)",* Irainan Journal of crystallography and mineralogy 27 (2019) 135-150

[27] Zare Shooli M., Tahmasbi Z., Saki A., Ahmadi Khalaji A., "*The study of changing Rare Earth and Trace Elements to determine the origin of Borujerd migmatites mineral (in Persian)"*, Irainan Journal of crystallography and mineralogy 27 (2019) 941-958

[28] Ahmadi-Khalaji A., Esmaeily D., Valizadeh M.V., Rahimpour-Bonab H., *"Petrology and Geochemistry of the Granitoid Complex of Boroujerd, Sansandaj-Sirjan Zone, Western Iran"*, Journal of Asian Earth Sciences 29 (2007) 859-877.

[29] Masoudi F., Yardley B.W.D., Cliff R.A., "*Rb-Sr geochronology of pegmatites, volcanic rocks and a hornfels in the region south-west of Arak-*

monogenetic cones", Journal of Volcanology and Geothermal Research 165 (2007) 142–162.

[52] Cherniak D.J., *"Ba diffusion in feldspar"*, Geochimica et Cosmochimica Acta 66 (2002) 1641–1650.

[53] Blundy J.D., Shimizu N., *"Trace element evidence for plagioclase recycling in calc-alkaline magmas"*, Earth and Planetary Science Letters 102 (1991) 178–197.

[54] Singer B.S., Dungan M.A., Layne G.D., *"Textures and Sr, Ba, Mg, Fe, K and Ti compositional profiles in volcanic plagioclase: clues to the dynamics of calc-alkaline magma chambers"*, American Mineralogist 80 (1995) 776–798.

[55] Icenhower J., London D., *"Element partitioning of Rb, Cs, Sr and Ba between alkali feldspar and peraluminous melt"*, American Mineralogist 81 (1996) 719–734.

[56] Icenhower J., London D., *"An experimental study of element partitioning among biotite, muscovite, and coexisting peraluminous silicic melt at 200 MPa (H_2O)"*, American Mineralogist 80 (1995) 1229–1251.

[57] Mehnert K.R., Busch W., *"The Ba content of K-feldspar megacrysts in granite: a criterion for their formation"*, Neues Jahrbuch fur Mineralogie Abhandlungen 140 (1981) 221–252.

[58] Vernon R.H., *"K-feldspar megacrysts in granites-phenocrysts, not porphyroblasts"*, Earth Science Reviews 23 (1986) 1–63.

[59] Cox R.A., Dempster T.J., Bell B.R., Rogers G., *"Crystallisation of the Shap Granite: evidence from zoned Kfeldspar megacrysts"*, Journal of the Geological Society 153 (1996) 625–635.

[60] Gagnevin D., Daly J.S., Poli G., Morgan D., *"Microchemical and Sr isotopic investigation of zoned K-feldspar megacrysts: insights into the petrogenesis of a granitic system and disequilibrium crystal growth"*, Journal of Petrology 46 (2005) 1689–1724.

[61] Hammouda T., Pichavant M., *"Melting of flourphlogopite-plagioclase pairs at 1 atmosphere"*, European Journal of Mineralogy 12 (2000) 315– 328.

[62] Nakamura M., Shimakita S., *"Dissolution origin and synentrapment compositional change of melt inclusion in plagioclase"*, Earth and Planetary Science Letters 161 (1998) 119– 133.

[41] Longhi J., Fram M.S., Vander Auwera J., Montieth J.N., *"Pressure effects, kinetics, and rheology of anorthositic and related magmas"*, American Mineralogist 78 (1993) 1016–1030.

[42] Nelson S.T., Montana A., *"Sieve-textured plagioclase in volcanic rocks produced by rapid decompression"*, American Mineralogist 77 (1992) 1242– 1249.

[43] Pietranik A., Koepke J., Puziewicz J., *"Crystallization and resorption in plutonic plagioclase: Implications on the evolution of granodiorite magma (Gesiniec granodiorite, Strzelin Crystalline Massif, SW Poland) "*, Lithos 86 (2006) 260–280.

[44] Housh T.B., Luhr J.F., *"Plagioclase-melt equilibria in hydrous systems"*, American Mineralogist 76 (1991) 477–492.

[45] Bindeman I.N., Davis A.M., Drake M.J., *"Ion microprobe study of plagioclase-basalt partition experiments at natural concentration levels of trace elements"*, Geochimica et Cosmochimica Acta 62 (1998) 1175– 1193.

[46] Vander Auwera J., Longhi J., Duchesne J.C., *"The effect of pressure on DSr (plag/melt) and DCr (opx/melt): implications for anorthosite petrogenesis"*, Earth and Planetary Science Letters 178 (2000) 303– 314.

[47] Keith D.P., "Igneous thermometers and barometers based on plagioclase + liquid equilibria: Tests of some existing models and new calibrations", American Mineralogist 90 (2005) 336–346.

[48] Long P.E., Luth W.C., *"Origin of K-feldspar megacrysts in granitic rocks: implication of a partitioning model for barium"*, American Mineralogist 71(1986) 367–375.

[49] Barbarin B., *"Plagioclase xenocrysts and mafic magmatic enclaves in some granitoids of the Sierra Nevada batholith, California"*, Journalof Geophysical Research 95 (1990) 17.747–17.756.

[50] Muller A., Breiter K., Seltmann R., Pecskay Z., *"Quartz and feldspar zoning in the eastern Erzgebirge volcano-plutonic complex (Germany, Czech Republic): evidence of multiple magma mixing"*, Lithos 80 (2005) 201– 227.

[51] Ruprecht P., Worner G., *"Variable regimes in magma systems documented in palgioclase zoning patterns: El Misti stratovolcano and Andahua*